

# **UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID**

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS

Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica II  
(Astrofísica y Ciencia de la Atmósfera)



## **TESIS DOCTORAL**

**Estudio de las componentes de la precipitación según origen convectivo  
y estratiforme en España**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

**Ana María Ruíz Leo**

Director

Gregorio Maqueda Burgos

**Madrid, 2016**



Universidad Complutense de Madrid  
Facultad de Ciencias Físicas  
Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica II

# **Estudio de las Componentes de la Precipitación según su origen Convectivo y Estratiforme en España**

Tesis doctoral  
Ana María Ruíz Leo  
Madrid, 2015





**Estudio de las Componentes de la Precipitación según  
su origen Convectivo y Estratiforme en España**

*Memoria que presenta*  
Ana María Ruíz Leo  
*para optar al grado de*  
Doctor en Ciencias Físicas

*Dirigido por:*  
Dr. Gregorio Maqueda Burgos

Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica II  
Facultad de Ciencias Físicas  
Universidad Complutense de Madrid



*A mis padres,  
Tomás y Guadalupe*

*'Un camino de mil millas comienza con un paso'*  
Benjamin Franklin



---

## Agradecimientos

Después de un largo camino recorrido para llegar a este momento de consolidación de un proyecto, tanto académico como personal, son escasas las palabras que se me ocurren para expresar el agradecimiento que tengo hacia personas de mi alrededor que han soportado mi obstinación en alcanzar el título de Doctor. Muchas han sido las vicisitudes por las que he pasado, tanto sola como acompañada, y barreras que me he encontrado y tenido que superar. Pero todas ellas han merecido la pena, no sólo por las enseñanzas recibidas y el aprendizaje obtenido a través de ellas, sino por la satisfacción de ver un reto logrado y un deseo cumplido. Ahora se me plantean nuevos horizontes, tanto académicos como profesionales, con una mente más abierta.

En primer lugar, me gustaría agradecer a mi antiguo profesor y actual director y tutor de esta Tesis, Dr. Gregorio Maqueda, ya que sin él no hubiera podido finalizar estos estudios en CC. de la Atmósfera.

Al Dr. y Catedrático de Física del Aire en la UCM, Emiliano Hernández, pues él me ayudó a seguir en este camino y fue con quién inicié el trabajo relacionado con esta memoria de Tesis, después de haber leído el D.E.A., con él mismo.

Al Dr. Agustín García, Catedrático de Física del Aire en la UEX y a la Dra. Marisa Cancillo. Con ellos comencé los estudios de doctorado en la UEX, después de haber realizado la especialidad de Física de la Tierra y el Cosmos en la UCM. Ellos me marcaron los inicios en un trabajo de investigación que posteriormente finalicé con el D.E.A. en este mismo Departamento en el que presento la Tesis actualmente, aportándome una gran ilusión y pasión por las CC. de la Atmósfera.

A profesores del Departamento, Dr. Ricardo García-Herrera, Dr. Fidel García, Dra. Marisa Montoya, Dr. David Barriopedro, Dr. Natalia García Calvo, que siempre me atendieron con amabilidad, me abrieron sus puertas ante cualquier duda que pudiera tener, y me dieron su compañía en congresos y reuniones afines. Al Dr. Carlos Yagüe, profesor del Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrfísica I, que contribuyó a mi motivación en esta ardua tarea.

A mis compañeros de departamento actuales, que están trabajando en los estudios de tercer ciclo, Laura, Etor, Jorge, Ruben, Edmundo, y los ya doctores, Angela, Elena, Kiko, Daniel, Sara, Marcos, Nico, Mar, Miguel, Gabriel, que aparte de ayudarme con muchas dudas que surgen en las diferentes tareas que hay que llevar acabo en todo el

proceso de la elaboración de una tesis, técnicas y administrativas, me han hecho pasar muy gratos momentos, tanto dentro como fuera de la Universidad.

A mi familia y amigos, que no estando metidos en el ambiente, no han dudado en darme palabras de aliento en momentos difíciles.

Y a la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) por los datos proporcionados, que han sido la base de este trabajo.

Con todos ellos he conseguido la finalización de un trabajo que es mi pequeña aportación a la ciencia y a esta sociedad.

---

## Índice general

Índice de figuras .....	1
Índice de tablas .....	5
Resumen .....	7
Summary .....	11
Lista de acrónimos .....	15
<b>1. Introducción .....</b>	<b>17</b>
1.1. Motivación .....	19
1.2. Objetivos .....	22
1.3. Estructura y organización .....	23
<b>2. Fundamentos Físicos y Metodológicos .....</b>	<b>25</b>
2.1. Introducción .....	25
2.2. Fundamentos Físicos .....	25
2.2.1. Escalas meteorológicas .....	26
2.2.2. Procesos físicos implicados .....	27
2.3. Fundamentos Metodológicos .....	44
2.3.1. Componentes de la precipitación .....	44
2.3.2. Clasificación de episodios de precipitación .....	53
2.4. Resumen .....	57
<b>3. Datos y Metodología Aplicada .....</b>	<b>59</b>
3.1. Introducción .....	59
3.2. Bases de datos .....	60
3.2.1. Datos observados de precipitación .....	60
3.2.2. Datos del Proyecto TOGA-COARE .....	62
3.2.3. Índices de teleconexión .....	63
3.2.4. Imágenes de satélite .....	64



3.3.	Área de estudio .....	65
3.3.1.	Regionalización de la Península Ibérica .....	66
3.4.	Tratamiento de datos observados .....	71
3.4.1.	Cálculo de intensidades críticas de precipitación .....	71
3.4.2.	Configuración de series <i>six-horarias</i> .....	77
3.5.	Resumen .....	80
<b>4.</b>	<b>Análisis de las Componentes de la Precipitación .....</b>	<b>81</b>
4.1.	Introducción .....	81
4.2.	Separación de la precipitación en componentes .....	81
4.2.1.	Separación basada en el ajuste exponencial .....	82
4.2.2.	Separación basada en el cálculo de $R_c$ .....	84
4.2.3.	Comparación de resultados de las dos lecturas .....	85
4.3.	Análisis de resultados .....	89
4.3.1.	Regímenes de precipitación .....	92
4.3.2.	Tendencias de los regímenes .....	95
4.4.	Comparación con el Proyecto TOGA-COARE .....	99
4.5.	Discusión y Conclusiones .....	105
<b>5.</b>	<b>Influencia de Patrones de Teleconexión sobre las Componentes de la Precipitación .....</b>	<b>109</b>
5.1.	Introducción .....	109
5.2.	Variabilidad de Precipitación y Teleconexiones Climáticas. Generalidades .....	110
5.3.	Relación de los Patrones de Teleconexión con la Precipitación en la PI ..	113
5.3.1.	Oscilación Atlántico Norte (NAO) .....	113
5.3.2.	Atlántico Oriental (EA) .....	117
5.3.3.	Atlántico Oriental/Rusia Occidental (EA/WR) .....	118
5.3.4.	Patrón Escandinavo (SCAND) .....	120
5.3.5.	Oscilación del Mediterráneo Occidental (WeMO) .....	122
5.4.	Relación de los Patrones con los datos del Proyecto TOGA COARE ....	125
5.5.	Discusión y Conclusiones .....	132
<b>6.</b>	<b>Identificación de Episodios Convectivos .....</b>	<b>133</b>
6.1.	Introducción .....	133
6.2.	Fenómenos Convectivos. Tipos y Origen. ....	134
6.3.	Evaluación de resultados. ....	137
6.3.1.	Identificación de episodios convectivos .....	137
6.3.2.	Análisis de frecuencias .....	139
6.3.3.	Caracterización .....	143
6.4.	Estudio de los episodios convectivos en otoño de 2010. ....	145
6.4.1.	Observación desde satélite. ....	152
6.5.	Estudio de algunos casos extremos. ....	154
6.6.	Discusión y Conclusiones .....	164
<b>7.</b>	<b>Conclusiones .....</b>	<b>167</b>

Referencias .....	173
A. Estaciones meteorológicas. ....	183
B. Correlaciones entre índices de teleconexión y componentes. ....	187
C. Episodios convectivos para otoño 2010, en cada estación. ....	193



---

## Índice de figuras

2.1. Escalas espaciales con el tiempo asociado a cada una de ellas de los fenómenos meteorológicos. Imagen obtenida del programa COMET ( <a href="http://www.met.ed.ucar.edu">www.met.ed.ucar.edu</a> ). . . . .	28
2.2. Esquema de los distintos procesos dinámicos que se originan en la atmósfera a escala sinóptica, tanto en altura como en superficie. . . . .	37
2.3. Clasificación idealizada de nubes convectivas en distintas zonas microfísicas según la temperatura de la cima de la nube y el radio efectivo de las gotitas nubosas. . . . .	43
2.4. Distribución de la precipitación acumulada ( $P$ , mm) en función de la intensidad de precipitación ( $R$ , mm $(6h)^{-1}$ ). . . . .	46
2.5. Distribución de la precipitación acumulada en Levante durante el año 2007 usando diferentes amplitudes en los intervalos de clase: a) 1.5, b) 3.5, c) 5.5, y d) 7.5 mm/6h. Se observa mayor fluctuación en intervalos más estrechos. . . . .	50
2.6. Distribución de la precipitación en función de la intensidad (mm $(6h)^{-1}$ ). La línea azul representa la precipitación total acumulada; la línea roja, ajuste exponencial, la precipitación estratiforme y las barras, la convectiva. Ejemplo para Levante en el año 2007 . . . . .	52
2.7. Fragmento de una serie de precipitación horaria (azul claro) con su serie asociada de precipitación (azul oscuro) acumulada en 6 horas y el valor de la $\bar{R}c$ (22.01mm $(6h)^{-1}$ ). Ejemplo para la estación de Castellón en otoño del 2010. . . . .	55
3.1. Pluviógrafo con esquema de los componentes y gráfica con registro de observaciones. . . . .	61
3.2. Mapa de la PI con las localizaciones de las distintas estaciones meteorológicas utilizadas en el estudio. . . . .	67
3.3. Mapa de la PI con las distintas áreas pluviométricas (diferentes círculos) basado en la precipitación anual media ( <a href="#">Chazarra A. et al., 2011</a> ). . . . .	68

3.4.	Mapa de la PI e Islas Baleares con los distintos sectores: S1 (Norte), S2 (Centro), S3 (Levante), S4 (Suroeste), S5 (Sureste), después de aplicar el análisis de clúster. ....	70
3.5.	Cálculo de $R_c$ para un mismo sector S1, en distintos otoños. Se pueden apreciar los puntos en los que se cumplen el criterio de que al menos el 60 % de precipitación total sea convectiva en las barras que se encuentran por encima del ajuste exponencial en un 20 % como mínimo. El menor valor del eje de abscisas (Intensidad de precipitación en mm/6h) que cumple este requisito será la $R_c$ para ese período. ....	73
3.6.	Evolución de $R_c$ para el Norte, en cada período estacional: otoño (SON), invierno (DJF), primavera (MAM) y verano (JJA). ....	74
3.7.	Evolución de $R_c$ para el Suroeste peninsular. ....	75
3.8.	Evolución de $R_c$ para el Sureste peninsular. ....	75
3.9.	Evolución de $R_c$ para el Suroeste peninsular. ....	76
3.10.	Evolución de $R_c$ para el Sureste peninsular. ....	76
4.1.	Procedimiento para el cómputo de las cantidades de las componentes de precipitación según la primera lectura, basada en el cálculo del área bajo la curva exponencial y de las anomalías. ....	83
4.2.	Evolución de la precipitación total (Pt) y sus componentes para el sector S1 (Norte). La línea roja representa la precipitación total, la línea verde, componente estratiforme y la azul, la convectiva. Las rectas son los ajustes de regresión lineal para cada una de las tendencias. ....	85
4.3.	Evolución de Pt y sus componentes en cada estación del año para el sector S2 (Centro). ....	86
4.4.	Evolución de Pt y sus componentes en cada estación del año para el sector S3 (Levante). ....	86
4.5.	Evolución de Pt y sus componentes en cada estación del año para el sector S4 (Suroeste). ....	87
4.6.	Evolución de Pt y sus componentes en cada estación del año para el sector S5 (Sureste). ....	87
4.7.	Comparación de Pc en S1. Las barras azul claro representan la cantidad de precipitación convectiva debido a las barras (áreas de anomalías) en la gráfica de separación. Las barras azul oscuro representan la precipitación convectiva a partir de la $R_c$ . ....	89
4.8.	Comparación de Pc en S3. ....	90
4.9.	Cantidades de precipitación total y su evolución, estacional y anual, para S1 y S3 durante todo el período de estudio. ....	91
4.10.	Tendencias anuales de la precipitación total, convectiva y estratiforme para cada sector y período de estudio (1998-2014). ....	98
4.11.	Comparación de los diferentes tipos de precipitación con los datos procedentes del proyecto TOGA COARE para S1, en primavera y verano. ....	101
4.12.	Comparación de los diferentes tipos de precipitación con los datos procedentes del proyecto TOGA COARE para S3, en primavera y verano. ....	102

4.13. Proporción de cada componente de la precipitación en la PI, según los datos de TOGA COARE, en otoño y primavera. ....	104
5.1. Principales centros de acción utilizados en los patrones de teleconexión que afectan a la PI. ....	110
5.2. Mapa del Hemisferio Norte con el efecto de los principales patrones de teleconexión. Se muestra la correlación durante el período 1950-2000 entre los índices de teleconexión y la precipitación para tres meses, centrada en los meses indicados (enero, abril, julio y octubre). Se pueden observar los meses en los que la PI es más afectada por cada patrón. ....	112
5.3. Relación de las componentes de precipitación con la NAO para los diferentes sectores. ....	116
5.4. Relación de las componentes de precipitación con EA para los diferentes sectores. ....	119
5.5. Relación de las componentes de precipitación con EAWR para los diferentes sectores. Se mantiene la misma escala para una mejor comparación entre ellas ....	121
5.6. Relación de las componentes de precipitación con el índice SCAND para los diferentes sectores. ....	123
5.7. Fases positiva y negativa de la Oscilación del Mediterráneo Occidental (WeMO) ( <a href="http://www.ub.edu/gc/English/wemo.htm">www.ub.edu/gc/English/wemo.htm</a> ) ....	124
5.8. Relación de las componentes de precipitación con el índice WeMO para los diferentes sectores. ....	126
5.9. Series temporales de los índices de teleconexión para el período de estudio (1998-2014). La serie del índice WeMO solo se encuentra disponible hasta 2013. ....	127
5.10. $P_c$ acumulada de octubre a marzo en la PI (1999-2007), según datos de TOGA COARE ....	128
5.11. $P_c$ acumulada de octubre a marzo en la PI (2008-2014), según datos de TOGA COARE ....	129
5.12. $P_s$ acumulada en los meses de octubre a marzo en la PI (1999-2007), según los datos de TOGA COARE ....	130
5.13. $P_s$ acumulada en los meses de octubre a marzo en la PI (2008-2014), según los datos de TOGA COARE ....	131
6.1. Ejemplo de identificación de un episodio convectivo en la estación de A Coruña desde las 03:00h del día 22 hasta las 14:00h del 23 de noviembre de 2014. La precipitación indicada es la precipitación acumulada en una hora (línea verde) o en 6 horas (línea azul). El eje de abscisas indica el tiempo en horas a partir de las 00h del día 01/09/2014. En el panel superior se indica con un círculo la presencia del episodio y en el panel inferior se ha aumentado la escala para mostrar los detalles. ....	139
6.2. Episodio convectivo detectado en Valencia desde las 19:00h del día 28 hasta las 13:00h del 29 de septiembre de 2009. ....	140

6.3. Episodio convectivo detectado en Córdoba desde las 23:00h del día 24 hasta las 16:00h del 25 de diciembre de 2013. ....	141
6.4. Evolución en la frecuencia de episodios convectivos en los diferentes sectores: número de episodios ocurridos en la estación con mayor número de ellos cada otoño y número de episodios ocurridos en las estaciones seleccionadas. ....	142
6.5. Ajustes de diferentes variables de precipitación según la función Gamma (izda) y Weibull (dcha) para S2.....	146
6.6. De izquierda a derecha: imágenes de satélite en el canal de infrarrojo (IR120, 12.0 $\mu\text{m}$ ), cada 6 horas desde el día 8/10 a las 6:00am hasta las 12:00pm del 9/10/2010. ....	153
6.7. Imágenes de infrarrojo cada 15 minutos desde 18:00 a 21:30 el día 16/09/2010. Se puede observar como en la última fila, la nube aislada sobre la estación de Cáceres (suroeste) está desapareciendo de acuerdo al episodio convectivo registrado. ....	153
6.8. Secuencia de imágenes de infrarrojo cada 6 horas desde el 11/10/2008 a las 00UTC hasta el 13/10/2008 a las 18UTC. ....	156
6.9. Precipitación convectiva, estratiforme y total en los días 11 y 12 de octubre de 2008, según datos de TOGA COARE.....	157
6.10. Secuencia de imágenes de infrarrojo cada 6 horas desde el 18/11/2011 a las 00UTC hasta el 19/11/2011 a las 06UTC. ....	158
6.11. Precipitación convectiva, estratiforme y total acumulada en los días 18 y 19 de noviembre de 2011, según datos de TOGA COARE. ....	159
6.12. Secuencia de imágenes de infrarrojo cada 6 horas desde el 28/09/2012 a las 00UTC hasta el 30/09/2012 a las 12UTC. ....	160
6.13. Precipitación convectiva, estratiforme y total en los días 28 y 29 de septiembre de 2012, según datos de TOGA COARE.....	161
6.14. Secuencia de imágenes de infrarrojo cada 3 horas desde el 15/10/2014 a las 00UTC hasta el 16/10/2014 a las 15UTC. ....	162
6.15. Precipitación convectiva, estratiforme y total en los días 15 y 16 de octubre de 2014, según datos de TOGA COARE.....	163

---

## Índice de tablas

2.1. Tipos de estratificación en la atmósfera según los diferentes gradientes térmicos para aire seco ( $\Gamma$ ), húmedo ( $\gamma$ ) y saturado ( $\Gamma_s$ ). . . . .	30
2.2. Criterios de estabilidad/turbulencia de Pasquill . . . . .	31
2.3. Estratificación en la baja atmósfera según el gradiente vertical de temperatura potencial. . . . .	32
2.4. Criterio para la elección del intervalo de clase. . . . .	49
3.1. La tabla exhibe los diferentes valores $\bar{R}c$ en mm/6h, para cada estación y sector. . . . .	77
3.2. La tabla muestra los diferentes valores de precipitación acumulada para cada hora y cada 6 horas en décimas de mm, en un ejemplo de una secuencia de 48h, los días 19 y 20 de septiembre de 2001, para la estación de Castellón (Levante) en el sector S3. . . . .	79
4.1. Porcentajes de las cantidades de precipitación convectiva según las dos lecturas: basada en el cálculo de la $Rc$ y basada en el área de las anomalías. . . . .	88
4.2. Pendientes de precipitación anual de la componente convectiva de precipitación. . . . .	92
4.3. Promedio de los porcentajes anuales de precipitación convectiva. . . . .	93
4.4. Pendientes de la evolución temporal de las componentes de la precipitación: convectiva y estratiforme, en cada sector de la Península Ibérica. . . . .	95
5.1. Valores de correlación entre NAO y las componentes de precipitación para los diferentes sectores de la PI, para el período elegido de octubre a marzo. Se pueden observar, en general, los valores absolutos más altos para la componente estratiforme. . . . .	115
5.2. Valores de correlación entre EA y las componentes de precipitación para los diferentes sectores de la PI. . . . .	117
5.3. Valores de correlación entre el índice EAWR y las componentes de precipitación para los diferentes sectores de la PI. . . . .	120



5.4.	Valores de correlación entre el índice SCAND y las componentes de precipitación para los diferentes sectores de la PI. ....	122
5.5.	Valores de correlación entre WeMO y las componentes de precipitación para los diferentes sectores de la PI. ....	124
6.1.	Promedio del número de episodios convectivos por año para las estaciones seleccionadas de cada sector. La frecuencia es contabilizada para los otoños (SON). ....	143
6.2.	Valores medios de las propiedades de los episodios de precipitación en las estaciones elegidas para cada sector a lo largo de todo el período de estudio (1998-2014). Los valores máximos están en negrita. D (duración), Pmax (precipitación máxima registrada en una o seis horas), Pac (precipitación acumulada en todo el episodio). ....	144
6.3.	Valores medios de las propiedades de los episodios de precipitación en todas las estaciones de la PI, según sectores, para los otoños (1998-2014). .	144
6.4.	Valores medios de las propiedades en los episodios de precipitación en todas las estaciones de la PI, según sectores, para otoño de 2010. ....	148
6.5.	Episodios convectivos para el otoño del 2010, según sectores. Cada episodio se identifica con el día y hora inicial, período de precipitación y estaciones afectadas. ....	149
A.1.	Estaciones meteorológicas .....	183
B.1.	Correlación entre el índice NAO y los diferentes tipos de precipitación convectiva, estratiforme y total, en cada sector de la Península Ibérica. ...	188
B.2.	Correlación entre el índice EA y los diferentes tipos de precipitación convectiva, estratiforme y total, en cada sector de la Península Ibérica. ...	189
B.3.	Correlación entre el índice EAWR y los diferentes tipos de precipitación convectiva, estratiforme y total, en cada sector de la Península Ibérica. ...	190
B.4.	Correlación entre el índice SCAND y los diferentes tipos de precipitación convectiva, estratiforme y total, en cada sector de la Península Ibérica. ...	191
B.5.	Correlación entre el índice WeMO y los diferentes tipos de precipitación convectiva, estratiforme y total, en cada sector de la Península Ibérica. ...	192
C.1.	Episodios convectivos. Otoño 2010. Sector 1. ....	194
C.2.	Episodios convectivos. Otoño 2010. Sector 2 .....	195
C.3.	Episodios convectivos. Otoño 2010. Sector 3 .....	196
C.4.	Episodios convectivos. Otoño 2010. Sector 4 .....	197
C.5.	Episodios convectivos. Otoño 2010. Sector 5 .....	197

---

## Resumen

El trabajo presentado como Tesis Doctoral consiste en el estudio de la precipitación registrada en superficie por una amplia red de estaciones pluviométricas que tienen la característica de disponer de registros automáticos en intervalos horarios. Este estudio se basa en la separación de componentes de precipitación, estratiforme y convectiva, a partir del conocimiento de la distribución de intensidad de precipitación en regiones definidas según ciertas características climáticas.

El área de estudio es España Peninsular e Islas Baleares, compuesta por zonas con distintas características pluviométricas, influidas por su distribución geográfica, extensión y topografía. El efecto marino del Océano Atlántico y del Mar Mediterráneo, la naturaleza semicontinental de la Península Ibérica (PI), la proximidad al norte de África, la penetración de masas de aire del norte de Europa o la presencia de cuencas hidrográficas y cordilleras montañosas, hacen que este área de estudio tenga una gran diversidad en regímenes pluviométricos. El origen de la precipitación puede ser muy diferente según la zona. Destaca la influencia principalmente Atlántica, con frecuentes frentes activos, en el norte, mientras que en el área de Levante destacan los fenómenos mesoescalares.

El estudio llevado a cabo en esta Tesis, se ha basado en la utilización de la base de datos de precipitación horaria registrada en las estaciones de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET). El período estudiado es de 17 años (1998-2014) en que se dispone de un número suficiente de observatorios con registro horario y el número de estaciones utilizadas ha sido 63. Otras estaciones han sido descartadas atendiendo a un control previo de calidad de datos.

En el trabajo se han manejado también otras bases de datos, con el objeto de contrastar resultados, y extender el análisis a la determinación de las características y posible origen de la precipitación según sus componentes. De esta forma, se utilizan los datos de precipitación proporcionados por el proyecto TOGA-COARE para la región de estudio. Por otro lado, se han empleado diferentes índices de teleconexión, así como imágenes de satélite de EUMETSAT.

Se ha realizado una regionalización de toda el área, aplicando un análisis de clúster a las medidas de precipitación acumulada mensual en todos los observatorios. El resultado ha sido el agrupamiento de las estaciones en cinco sectores: Norte (Sector 1), Centro (S2), Levante (S3), Suroeste (S4) y Sureste (S5).

Estos sectores recorren un rango de precipitaciones desde donde el régimen convectivo es relativamente más frecuente hasta donde la precipitación predominante es de tipo estratiforme. Así, S3 está afectado por situaciones relativas al calentamiento del Mar Mediterráneo, asociadas con intensas precipitaciones en cortos períodos de tiempo. También ocurren en el Centro y Suroeste, por el fuerte calentamiento a lo largo del verano. Por otro lado, el régimen en el norte de la PI está condicionado por el frecuente paso de sistemas de escala sinóptica procedentes del Atlántico Norte e Islas Británicas.

La separación de las componentes, estratiforme y convectiva, de la precipitación se realiza siguiendo el método empleado por Tremblay (2005), en base a la distribución de intensidad de precipitación acumulada en cada uno de los sectores elegidos. La intensidad de precipitación se obtiene según la precipitación en intervalos de 6 horas con el fin de mantener una cantidad de precipitación suficiente en cada intervalo para el tratamiento estadístico. La componente estratiforme se identifica como una distribución regular, de forma que se utiliza una función exponencial negativa para su ajuste según intensidades. La precipitación restante, o anomalías respecto a esta distribución, se interpreta como componente convectiva.

Con la metodología utilizada, se calcula un valor umbral de intensidad de precipitación, o razón crítica ( $R_c$ ), para cada sector y estación del año, que clasifica los episodios lluviosos en predominantemente estratiformes o predominantemente convectivos.  $R_c$  es la menor intensidad de precipitación en la que el valor de precipitación acumulada de la distribución supera el 60 % a la considerada como de régimen estratiforme y obtenida del ajuste citado anteriormente.

La valoración de la cantidad de precipitación acumulada según sus componentes, se realiza de dos modos diferentes: considerando precipitación convectiva como la precipitación total que supera el valor crítico de intensidad, o como precipitación anómala respecto a la distribución exponencial, es decir, como suma de anomalías. Se ha analizado la evolución temporal según sectores de las componentes obtenidas y se han comparado los dos métodos aplicados, así como con los obtenidos a partir de la base de datos del proyecto TOGA-COARE. Los resultados muestran diferentes comportamientos según los sectores. Destacando un crecimiento de la precipitación convectiva frente a la estratiforme en S1 (Norte) en primavera, y un disminución anual de la precipitación convectiva en S3 (Levante).

Para evaluar los efectos de la circulación a gran escala sobre la precipitación, en este trabajo se ha realizado el estudio del comportamiento de las dos componentes de la precipitación en los meses más lluviosos (octubre-marzo), relacionado con varios patrones de teleconexión: NAO, EA, EAWR, SCAND y WeMO, y se ha evaluado su influencia en

los diferentes sectores. Todos ellos presentan una mayor influencia sobre la componente estratiforme aunque la componente convectiva también se ve afectada.

Finalmente, con el fin de identificar eventos puntuales de precipitación convectiva, que pueden ser origen de riesgo de catástrofes naturales por lluvias torrenciales e inundaciones, se ha establecido un criterio para su identificación. El criterio considera un 'episodio convectivo' como aquel período de precipitación continua en el que la intensidad de precipitación supera el valor umbral,  $R_c$ . Los episodios de este tipo, identificados en un periodo seleccionado, han sido analizados detalladamente según su precipitación máxima, duración, localización, extensión, etc. Por otra parte, se ha llevado a cabo un análisis de las correspondientes situaciones meteorológicas de escala sinóptica, incluyendo la valoración de imágenes de satélite.



---

## Summary

The presented work as a PhD Thesis consists of the study of recorded precipitation at the surface by an extensive network of meteorological stations that have the characteristic of having automated registrations in hourly intervals. This study is based on the separation of components of precipitation, stratiform and convective, from knowledge of the distribution of precipitation intensity in regions defined by certain climatic features.

The study area is Peninsular Spain and the Balearic Islands, made up of areas with different rainfall characteristics, influenced by their geographic distribution, extent and topography. The marine effect of the Atlantic Ocean and the Mediterranean Sea, the semi-continental nature of the Iberian Peninsula (PI), proximity to North Africa, the penetration of air masses from the north of Europe or the watershed and mountain ranges presence, make this study area has a great diversity in precipitation patterns. The origin of the precipitation can be very different depending on the area. Mainly highlights the Atlantic influence, with frequent active fronts in the north, while in the Levante area stands mesoscale phenomena.

The study conducted in this thesis has been based on the use of hourly rainfall database recorded at stations of the Spanish Meteorological Agency (AEMET). The study period is 17 years (1998-2014) in which there is a sufficient number of observatories with hour register and the number of stations used was 63. Other stations have been discarded in response to a prior data quality.

Other databases are also handled at work, in order to compare results, and extend the analysis to determine the characteristics and possible origin of the precipitation according to its components. Thus, the precipitation data provided by the TOGA-COARE project for the study region are used. On the other hand, they have used different teleconnection indexes and EUMETSAT satellite images.

There has been accomplished a regionalization of the whole area, applying a cluster analysis to monthly accumulated rainfall measures at all stations. The result has been

the clustering of stations in five sectors: North (Sector 1), Center (S2), Levante (S3), Southwest (S4) and Southeast (S5).

These sectors go a rainfall range from where the convective regime is relatively more frequent to where the predominant type is stratiform precipitation. Thus, S3 is affected by conditions relating to the warming of the Mediterranean Sea, associated with heavy rainfall in short periods of time. They also occur in the Center and Southwest, by the intense heating during the summer. On the other hand, the regime in the north of the PI is determined by the frequent passage of synoptic scale systems from the North Atlantic and British Isles.

The separation of precipitation components, stratiform and convective, is carried out following the method used by Tremblay (2005), based on the precipitation intensity distribution accumulated in each of the elected sectors. Precipitation intensity is obtained according to its cumulative quantity in 6 hour intervals in order to maintain a sufficient amount of rainfall in each interval for a statistical treatment. The stratiform component is identified as a regular distribution, so that a negative exponential function for adjustment is used as intensities. The remaining precipitation, or anomalies respect to this distribution, is interpreted as convective component.

With the methodology used, a threshold precipitation intensity or critical rate ( $R_c$ ) is computed for each sector and season, which classifies rainy episodes in predominantly stratiform or predominantly convective calculated.  $R_c$  is the lower precipitation intensity in which the value of accumulated precipitation of the distribution exceeds a 60 % to that considered as of stratiform regime and obtained from the above mentioned adjustment.

The assessment of the amount of accumulated precipitation components, is attained in two ways: considering convective precipitation as total precipitation that exceeds the critical intensity value, or as precipitation from anomalies respect to the exponential distribution, i.e., as the sum of anomalies. The evolution of the components obtained is analyzed by sector and compared the two applied methods, as well as with those obtained from the TOGA-COARE project database. The results show different behaviors depending on the sector. Highlighting an increasing of convective precipitation opposite to the stratiform S1 (North) in spring, and an annual increasing of convective precipitation in S3 (Levante).

To evaluate the effects of large-scale circulation on precipitation components, it is carried out the study of both components behavior in the wettest months (October to March), related to various teleconnection patterns: NAO EA, EAWR, SCAND and WeMO, and assessed their impact on every sector. They have a greater influence on the stratiform component but also the convective one is affected.

Finally, in order to identify specific events of convective precipitation, which can be a source of risk of natural disasters by heavy rains and flooding, it has been established a criterion for its identification. The criterion consider a 'convective episode' as that period of continuous precipitation where precipitation intensity exceeds the threshold value,  $R_c$ .

Episodes of this kind, identified in a selected period, have been analyzed in detail by their maximum rainfall, duration, location, extension, etc. On the other hand, an analysis of the corresponding synoptic scale weather situations has been conducted, including the assessment of satellite imagery.





---

## Lista de acrónimos

AEMET	Agencia Estatal de Meteorología
AR3	3th Assessment Report and Statement of Accounts (IPCC 2001)
AR4	4th Assessment Report and Statement of Accounts (IPCC 2007)
AR5	5th Assessment Report and Statement of Accounts (IPCC 2014)
CA	Cluster Analysis
CCM	Complejos Convectivos Mesoescalares
CLA	Capa Límite Atmosférica
CMT	Centro Meteorológico Territorial
DJF	December, January and February
EA	East Atlantic Pattern
EAWR	East Atlantic West Russia Pattern
ECMWF	European Centre for Medium Range Weather Forecast
ENSO	El Niño Southern Oscillation
ESA	European Space Agency
EUMETSAT	European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites
GERB	Geostationary Earth Radiation Budget
ICSU	International Council Scientific Union
IP	Iberian Peninsula
IPCC	Intergovernment Panel Climate Change
JJA	June, July and August
MAM	March, April and May
MC	Modelo de Montecarlo
MCC	Mesoscale Convective Complex
MCS	Mesoscale Convective System
MSG	Meteosat Second Generation
NAO	North Atlantic Oscillation
OMM	Organización Meteorológica Mundial

PTC	Patrones de Teleconexión
PCA	Principal Component Analysis
PI	Península Ibérica
RPCA	Análisis en Componentes Principales Rotado
SCAND	Scandinavian Pattern
SCM	Sistemas Convectivos Mesoescalares
SEVIRI	Spinning Enhanced Visible and Infra-Red Imager
SLP	Sea Level Pressure
SON	September, November and December
TOGA COARE	Tropical Oceanic Global Atmosphere and Coupled Ocean Atmosphere Response
UCM	Universidad Complutense de Madrid
UTC	Universal Time Coordinated
USGS	United States Geophysical Survey
WCRP	World Climate Research Program
WeMO	West Mediterráneo Occidental
WMO	World Meteorological Organization

## Introducción

En Meteorología y Climatología, la precipitación ha sido uno de los fenómenos a los que se le ha dedicado más esfuerzo, dada la importancia de su implicación en la vida humana, tanto si es debido a la escasez de agua dulce, sobre todo en países en vía de desarrollo y con gran crecimiento demográfico, como por una excesiva abundancia asociada a inundaciones que causan enormes pérdidas. El propio sistema climático genera estos dos tipos de situaciones, albergando grandes desigualdades estancas en recursos hídricos entre diferentes regiones, incluso de una misma zona climática. La irregularidad en el régimen de precipitaciones, no sólo es espacial, sino que la distribución temporal presenta grandes contrastes en muchas regiones del mundo. Es bien conocido el carácter estacional de la precipitación, pero además, en muchos lugares, largos períodos de sequía se alternan con episodios de precipitación extrema muy dispersos en el tiempo.

El fenómeno de la precipitación constituye una de las 15 etapas del ciclo del agua según la USGS (United States Geological Survey) conjuntamente con: agua almacenada en los océanos, hielos y nieve, evaporación, agua en la atmósfera, condensación, deshielo, escorrentía superficial, corrientes de agua, agua dulce almacenada, infiltración, descarga y almacenamiento de aguas subterráneas, manantiales o transpiración. Entre todas las fases, se recogen 1.386 millones de  $\text{km}^3$ , de los que alrededor del 96 %, es agua salada. Del total de agua dulce, el 68 % se encuentra en los glaciares y en forma de nieve, el 30 % en el suelo, y en el 2 % restante, los aproximadamente 93.100  $\text{km}^3$  correspondientes a lagos y ríos, principales fuentes superficiales de agua dulce que usa la población, representando un 1/150 del 1 % del total de agua en la Tierra. (Datos obtenidos del Programa Hidrológico Internacional (PHI) de las Naciones Unidas para la Educación, Ciencia y Cultura (UNESCO) basados en Gleick (1996)).

Según estudios publicados por el IPCC (<https://www.ipcc.ch/report/ar5>), el incremento de la emisión de los gases de efecto invernadero en los últimos años, aumenta la probabilidad de ocurrencia de fenómenos severos, y los impactos del calentamiento global en el ciclo del agua, con consecuencias generalizadas de pérdida de hielo glaciar,

aumento de evaporación, incremento de episodios extremos de precipitación o reducción de recursos hídricos en regiones secas.

Con respecto a la Península Ibérica (PI), donde existe una diversificación en las condiciones pluviométricas, por diferencia en las masas de aire que predominan sobre las distintas regiones, el cambio climático aumenta las diferencias de estas condiciones, e incluso intensifica su dependencia estacional, que de por sí existe en cada región. Esto conllevaría una reducción de la disponibilidad de los recursos hídricos, que en general estarían entre el 15-20 % en las cuencas más afectadas del Mediterráneo, usando escenarios del AR3 y AR4 del IPCC, y que podrían cambiar algo aplicando modelos regionales del clima usados en el AR5.

Por otro lado, el estudio de los fenómenos convectivos es uno de los puntos de mayor interés en investigación meteorológica y especialmente desde el punto de vista de precipitación recogida en superficie. Los fenómenos convectivos son el origen de algunas de las formas de desastres naturales que tienen lugar en muchas regiones del Globo. Está relacionado con situaciones de precipitación extrema, así como, en muchas ocasiones, fuertes vientos e intenso oleaje en zonas costeras. Particularmente, fuertes fenómenos convectivos pueden producir lluvias torrenciales e inundaciones con los consecuentes daños personales y materiales. A los perjuicios económicos en infraestructuras, industria, agricultura y ganadería, turismo, etc., se añaden frecuentemente situaciones que comprometen la actividad social, tanto en la vida cotidiana, como en aspectos productivos o de transporte, llegando a poner en riesgo la seguridad de las personas.

Los fenómenos convectivos están directamente relacionados con una fuerte inestabilidad en la atmósfera, por lo que se necesita un profundo conocimiento de los procesos físicos y meteorológicos envueltos, para su estudio. Los procesos de fuerte precipitación se producen por fenómenos desarrollados en diversas escalas meteorológicas, donde la sinóptica y la mesoescala juegan un importante papel.

Por todo ello, es fundamental el estudio multidisciplinar de todos los campos que afectan al ciclo del agua, entre los que se encuentran de forma prioritaria los de precipitación, tanto desde un punto de vista científico-técnico, como de su gestión en cuanto a la recogida de agua precipitable.

En el trabajo realizado, que se concreta en la presente memoria, se aborda el estudio de la precipitación desde un punto de vista científico, teniendo en cuenta que ésta se integra en un sistema de gran complejidad física a gran escala, y a su vez se origina bajo unas condiciones específicas a microescala, profundizando y detallando cada uno de los aspectos tenidos en cuenta.

## 1.1. Motivación

Partiendo de la complejidad del comportamiento de la precipitación, se ha querido centrar este estudio, sobre todo, en su origen, aunque también se han abordado otros aspectos como la relación con patrones climáticos o la visualización de fenómenos de precipitación mediante teledetección.

Varias escalas están involucradas en los procesos de precipitación, donde la sinóptica y la mesoescala juegan un relevante papel, por ello este trabajo está dirigido en ambos sentidos. Sin embargo, las pequeñas escalas son también importantes por el transporte turbulento dentro de las nubes y el crecimiento de las gotas o el hielo, por lo que conocimientos desde la microfísica hasta la escala sinóptica son necesarios para prever su desarrollo y valorar las consecuencias.

Uno de los aspectos más interesantes concernientes a estudios de precipitación es la clasificación del régimen en convectivo y estratiforme, caracterizándose el primero con episodios lluviosos más intensos y de menor duración, producidos por fuertes movimientos verticales en el interior de las nubes, y el segundo con movimientos más suaves, pudiendo proceder de una disipación de anteriores movimientos convectivos. Estos últimos generan episodios de lluvias más largos y de forma más regular. Absolutamente diferente es la precipitación registrada en el Norte o en el Sur de la Península Ibérica (PI), que será nuestro área de estudio, y también el tipo de pluviosidad que gobierna cada región. Y tan importante es la frecuencia y duración de los episodios lluviosos como la cantidad total de precipitación recogida ([Trenberth et al., 2003](#)). Por esta razón, el estudio detallado de la situación de precipitación regional será muy ventajoso para afrontar los distintos tipos de episodios lluviosos predominantes en cada zona.

El mejor conocimiento de estos regímenes es esencial en meteorología, puesto que ambos están relacionados con la circulación general de la atmósfera ([Houze, 1997](#)) en la que intervienen distintos perfiles verticales de calentamiento a gran escala ([Lin et al., 2004](#); [Steiner and Smith, 1998](#)).

Una forma de conseguir esta clasificación es la división de la precipitación total en componentes, ya que cada una está ligada a una diferente física de nubes y se relaciona con un régimen concreto.

Un estudio de las componentes convectiva y estratiforme es primordial no sólo para la clasificación de los regímenes, sino también para determinar la contribución de sus perfiles asociados en la circulación a gran escala y sus consecuencias climáticas. En particular, es interesante destacar el carácter cambiante de la precipitación convectiva y estratiforme ([Trenberth et al., 2003](#)) sobre la PI, y un conocimiento de la evolución de sus regímenes proveerá un nuevo marco de actuación para cuantificar ambos tipos de lluvia.

Cada componente procede de un proceso micrometeorológico particular en las nubes y está relacionado con distintas situaciones sinópticas en la atmósfera, asociadas a diferentes patrones de tiempo meteorológico.

Algunos autores evalúan los efectos de la circulación a gran escala y cambio climático sobre la precipitación (Muñoz Díaz and Rodrigo, 2006; Trigo and Palutikof, 2001; Xoplaki et al., 2000, 2004). En particular, es bien conocido que la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) presenta una fuerte influencia sobre el oeste de Europa, específicamente en la Península Ibérica, donde una variabilidad general en los fenómenos meteorológicos es originada por este patrón de circulación. Uno de los efectos causados por la NAO más estudiados es la variabilidad en los regímenes de precipitación (Zorita et al., 1992; Serrano et al., 1999; New et al., 2001; Fowler and Kilsby, 2002; Garcia Herrera et al., 2002; Trigo et al., 2004; Rodrigo and Trigo, 2007), causando situaciones más húmedas sobre el sur de Europa bajo la fase negativa y condiciones más secas en la fase positiva durante el período más lluvioso en la PI, que incluye la estación de invierno cuando la señal de la NAO es más fuerte (von Storch et al., 1993). También se han observado diferencias significativas entre áreas continentales con tendencias de precipitación decreciente y áreas costeras con precipitación creciente y con tendencia a ser más torrenciales (Millán et al., 2005), reflejado en un cambio en el índice de la NAO y mostrando signos opuestos para los diferentes tipos de lluvia.

Pero además existen otros patrones climáticos que afectan a la Península Ibérica como son el Atlántico Oriental (EA), el Atlántico Oriental/ Rusia Occidental (EA/WR), el patrón escandinavo (SCAND), la Oscilación del Mediterráneo Occidental (WeMO), que también explican gran parte de la variabilidad de la precipitación en la PI (Rodríguez-Fonseca and Rodríguez-Puebla, 2010) o, incluso a escala más global e interanual (Philander et al., 1989), El Niño y la Oscilación del Sur (ENSO), en el que confluyen dos fenómenos que se acoplan: calentamiento/enfriamiento anómalo de la superficie del mar sobre el Pacífico tropical (El Niño/La Niña, EN) y la variación de la diferencia de presión (Oscilación del Sur, SO), también sobre esta zona del Pacífico (Bjerknes, 1969). Este patrón afecta a todo el globo (Kiladis and Diaz, 1989; Ropelewski and Halpert, 1987), y a escalas menores, siendo clave en predicción estacional (Zebiak and Cane, 1987).

Tales patrones afectan a las diferentes áreas de precipitación con diferente probabilidad que llevan a distintos comportamientos estacionales en cada una. Por tanto, es también interesante un conocimiento estadístico de las dos componentes de la precipitación y su evolución.

Con respecto a los episodios lluviosos tenidos en cuenta individualmente, es primordial conocer los procesos meteorológicos que producen la precipitación para poder, de alguna manera, tener más control sobre dichos episodios, sobre todo aquellos con precipitaciones torrenciales que causan las tan temidas inundaciones, como ocurre en el área mediterránea (Llasat Botija et al., 2007) Por lo que el estudio de la convección adquiere un papel imprescindible en el que participan una gran cantidad de variables meteorológicas.

Ya Petterssen et al. (1945), Bleeker and Andre (1950) y otros estudiaron la convección en sí misma como una disciplina independiente, y sigue siendo un campo abierto de investigación, en el que es necesario un profundo conocimiento de los procesos físicos envueltos en tal fenómeno.

El estudio de los fenómenos convectivos es uno de los mayores retos en investigación meteorológica y especialmente desde la perspectiva de la precipitación recogida en superficie, debido a los desastres económicos y sociales que ocasionan las enormes cantidades de precipitación alcanzadas en corto tiempo en algunos lugares especialmente sensibles, por lo que una precisa información de la distribución de esta extrema precipitación sería muy útil para poder afrontarla. Por tanto, este tipo de fenómenos, directamente relacionados con la inestabilidad atmosférica, han sido ampliamente estudiados durante el siglo pasado y continúan siendo uno de los puntos más interesantes en Ciencias Atmosféricas.

Muchos han sido los científicos que han estudiado porqué esta fuerte precipitación es producida. Empezando a mediados del siglo pasado, algunos autores han prestado atención a este fenómeno en un sentido general ([Austin, 1948](#); [Bleeker and Andre, 1950](#); [Rosmond, 1973](#)), quienes describen sus principales características. Partiendo de ellos, un vasto campo de investigación fue abierto donde muchas incertidumbres fueron apareciendo e intentando resolverse. [Bleeker and Andre \(1950\)](#) comprobaron el desarrollo de las circulaciones convectivas y la relación entre la precipitación y el campo de presiones durante el desarrollo y evolución de una célula, además del análisis de fenómenos convectivos organizados en líneas.

Otros autores profundizan en algunas características a través del análisis de casos concretos de fenómenos convectivos desde diferentes puntos de vista, como la parametrización de transporte turbulento ([Cotton, 1975](#)), la relación con el balance de energía cinética ([Fuelberg and Scoggins, 1980](#)) o la velocidad vertical dentro de las nubes ([Lemone and Zipser, 1980](#)), como ejemplos.

Si consideramos una mayor escala de estudio, podemos contemplar desde fenómenos convectivos locales hasta lo que se denominan Sistemas Convectivos Mesoescalares (MCS) ([Maddox, 1977](#); [Maddox et al., 1979](#); [Murakami, 1979](#)) relacionados con las diferentes situaciones sinópticas. A groso modo, MCS es el término general utilizado para definir una gran variedad de fenómenos convectivos en latitudes medias, sin embargo son unas estructuras organizadas con unas características concretas en su ciclo de vida, duración y extensión. Si las dimensiones son aún mayores con unas características particulares, serán considerados como Complejos Convectivos Mesoescalares (MCC) ([Maddox, 1980](#)).

Todos estos fenómenos están acompañados por intensas precipitaciones y son el principal problema de la imprecisión en la predicción de las cantidades de precipitación. Por tanto, cualquier avance en su predicción o en el conocimiento general de su estructura y en la distribución de la precipitación será beneficioso.

Algunos autores inciden en el estudio de los patrones de precipitación de los MCSs y MCCs ([Kane Jr et al., 1987](#); [Mc Anelly and Cotton, 1989](#)), y apenas diferencias relevantes son encontradas entre los dos, sugiriendo que los procesos termodinámicos y dinámicos envueltos puedan ser similares.

La investigación de tales fenómenos está basada principalmente en su detección a través de diferentes técnicas como pueden ser imágenes de satélite ([Anagnostou, 2004](#);



Grimsdell et al., 2010; Hossain et al., 2004; Kidd et al., 2003; Mohr et al., 2014; Tapiador et al., 2004; Wimmers and Velden, 2007; Walker et al., 2012), técnicas de radar (Bellerby et al., 2000; Furuzawa and Nakamura, 2005; Gourly et al., 2002; Mahale et al., 2014; Reudenbach et al., 2001; Romatschke and Houze, 2013; Tang et al., 2014) o detección de rayos (Bertram and Mayr, 2004; Gatlin and Goodman, 2010; Parker et al., 2001; Rivas et al., 2001; Rivas and De Pablo, 2002, 2003; Zhou et al., 2002; Xu et al., 2013) entre otras, que tanto por separado como en combinación han ayudado a grandes avances en predicción.

Todo lo anteriormente expuesto ha sido considerado fuente de motivación y tenido en cuenta para la ejecución de las diferentes etapas en las que se desarrolla el presente trabajo, tratando de aportar un nuevo marco para complementar el estudio de la precipitación y de los fenómenos que la acompañan.

## 1.2. Objetivos

El objetivo central de esta Tesis es el estudio de la precipitación en diferentes zonas de España, con distintas características climáticas, en base a la separación de sus componentes, estratiforme y convectiva. Ello implica el conocimiento, tanto anual como estacional, de la evolución a lo largo de un período largo de tiempo de la precipitación según dichas componentes, y la relación con otros aspectos geográficos y meteorológicos que determinen las diferencias entre zonas.

Todo ello nos llevará a determinar los diferentes regímenes pluviométricos existentes en las distintas zonas en las que se ha dividido el área de estudio (PI), así como, identificar qué tipo de episodios ocurren con más frecuencia.

La metodología para una división sistemática de la precipitación total en las componentes convectiva y estratiforme, permitirá cuantificar las cantidades de cada tipo de precipitación para una posterior evaluación de los regímenes en cada zona de estudio. Será predominantemente convectivo en el caso de que sea intenso y local, o estratiforme, de extensión más amplia y frecuencia más regular. Estos regímenes pueden variar con el tiempo, intensificándose o debilitándose e incluso llegar a cambiar de uno a otro en algún período del año, dependiendo de la influencia de factores externos o patrones climáticos a gran escala.

Esta variabilidad no sólo puede ser temporal, sino también espacial, pues distintas masas de aire entran de forma diferente en la zona de estudio, lo que genera una diversidad climática. Por ello, conviene dividirla en sectores según las condiciones pluviométricas de las estaciones, teniendo en cuenta la localización de unas con respecto a otras.

Por otro lado es interesante la clasificación de forma individual de los episodios de precipitación, para poder identificar los convectivos y sobre todo los de lluvias intensas.

Con el análisis de sus propiedades y parámetros que los caracterizan se puede conocer bajo qué condiciones se generan.

Con estas premisas, se establecen una serie de objetivos secuenciales, que configuran el trabajo:

- *Desarrollo de una metodología*, de separación de la precipitación total en sus componentes convectiva y estratiforme, tanto anual como estacionalmente para un conjunto de estaciones de medida comparables.
- *Regionalización del área de estudio*, según sectores en función de las condiciones pluviométricas generales.
- *Análisis de los regímenes de precipitación y evaluación de tendencias*, tanto por sectores como estacionalmente.
- *Relación con los diferentes patrones climáticos*, estudiando en qué medida afectan cada uno de ellos, por sectores a las componentes de la precipitación.
- *Identificación de fenómenos convectivos*, con criterios objetivos en base a la intensidad de precipitación y caracterización según los valores de sus parámetros con el fin de reconocer su origen.

Con todo ello, se pretende crear un nuevo contexto de trabajo, extrapolable a cualquier área y período de tiempo que se quiera estudiar.

### 1.3. Estructura y organización

Esta memoria se divide en 7 capítulos, de los cuales los 3 primeros exponen los antecedentes y bases conceptuales sobre las que se desarrolla el trabajo y se asientan los resultados. En los 3 siguientes, se analizan los resultados obtenidos de los diferentes aspectos tratados y, por último el séptimo capítulo resume de forma general las conclusiones a las que se llegan.

En el presente capítulo, de carácter introductorio, se presenta el trabajo, expresando la motivación que ha llevado a realizar esta tarea, conjuntamente con sus objetivos.

El Capítulo 2, con las bases teóricas, tanto en su parte física como matemática, expone las leyes que rigen los fenómenos objeto de estudio. En él también se explican la parte teórica de la metodología utilizada en los cálculos.

En el Capítulo 3, también básico para los posteriores, se detallan los datos usados, tanto espacial como temporalmente conjuntamente con la metodología, explicada en el capítulo anterior, aplicada particularmente a estos datos.

En los siguientes capítulos, se exponen los diferentes resultados y posterior análisis, tratando la separación de la precipitación total en sus componentes convectiva y estratiforme y regímenes predominantes en el Capítulo 4, la relación de las componentes de la precipitación con los diferentes patrones de teleconexión climática según sectores en el 5, y la identificación y caracterización de fenómenos convectivos en el Capítulo 6. El Capítulo 7 exhibe una discusión y conclusiones generales de todo el trabajo.

Finalmente, en los apéndices A, B, y C se detallan las estaciones meteorológicas utilizadas con datos de precipitación horaria, las correlaciones entre los índices de teleconexión y componentes de la precipitación, utilizadas en el Capítulo 5 y los episodios convectivos detectados para el otoño de 2010 en cada estación analizados en el Capítulo 6, respectivamente.

## Fundamentos Físicos y Metodológicos<sup>\*</sup>

### 2.1. Introducción

El método científico se basa en la experimentación, y por tanto en datos observables obedeciendo a unos comportamientos de las variables estudiadas que se cumplen de forma general. En Ciencias Atmosféricas estos comportamientos están regidos por unas leyes basadas en la mecánica de fluidos específicas para sistemas abiertos, pues la atmósfera se puede considerar como tal. Se trata de un sistema en continuo movimiento, debido a agentes externos o forzamientos, como la radiación que llega del sol, que intenta llevar el desequilibrio provocado hacia un equilibrio permanentemente. Varias disciplinas están implicadas en el estudio de la Atmósfera, y particularmente, en Meteorología y Climatología: Termodinámica de la Atmósfera, Dinámica en sus diferentes escalas, Física de Nubes, Radiación Solar y la combinación de todas ellas, que intervienen en los diferentes procesos que ocurren en la atmósfera. Por ello, en este capítulo se hace un repaso, sin pretender abarcarlo todo, de los conceptos teóricos que rigen algunos fenómenos atmosféricos, particularmente los procesos que causan la precipitación. Por otro lado, se expone la base de la herramienta matemática utilizada en la metodología de los procedimientos de cálculo en la división de la precipitación total en sus dos componentes estratiforme y convectiva, y la metodología en la clasificación de los episodios de precipitación según su carácter.

### 2.2. Fundamentos Físicos

Cada fenómeno atmosférico se desarrolla en un espacio y período de tiempo distinto. Normalmente van asociadas ambas variables, y cuanto mayor es la dimensión espacial,

---

<sup>\*</sup> El contenido de la Sección 2.3.1 se encuentra explicado en el apartado de la metodología en: Ruiz-Leo, A. M., E. Hernández, S. Queralt and G. Maqueda: Convective and stratiform trends in the Spanish Mediterranean Coast, 2013. Atmos. Res., 11, pp 13-26.

mayor es el tiempo de permanencia en la atmósfera. Para su estudio es conveniente agruparlos, dado que existen diferentes tratamientos de los fenómenos según sus escalas características, por ser bastante independientes en cada una de ellas. Por tanto, se ha establecido un criterio atendiendo a sus dimensiones espaciales y temporales y las leyes físicas que los rigen.

### 2.2.1. Escalas meteorológicas

Según los principios físicos en los que se basan los fenómenos meteorológicos y considerando su duración y el área que cubren, se establece una clasificación de las escalas meteorológicas.

La primera clasificación, ampliamente aceptada, fue propuesta por [Orlanski \(1975\)](#), y establece básicamente 3 niveles: microescala, mesoescala y macroescala, aunque posteriormente ha sido modificada por otros autores, ([Fujita, 1986](#)), sobretodo en el nivel mesoescalar. Actualmente, se acepta de forma general, la clasificación estructurada de la siguiente manera:

#### *Microescala*

Fenómenos localizados espacialmente que afectan a áreas pequeñas, con pocos kilómetros de extensión y escalas temporales inferiores a una hora. Los fenómenos que se producen en la *Capa Límite Atmosférica* (CLA), dominados por los intercambios turbulentos entre la atmósfera y la superficie de la tierra, entran dentro de la microescala, por ejemplo, evaporación, difusión y mezcla turbulenta, evolución de penachos de contaminación, fenómenos de carácter urbano, etc. ([Stull, 1988](#)).

#### *Mesoescala*

En el nivel intermedio se encuentran los fenómenos de mesoescala, de límites más ambiguos. Esta escala está controlada fundamentalmente por el ciclo diurno y por las condiciones geográficas y orográficas, como el contraste tierra/mar o influencia de cadenas montañosas. Abarcan áreas entre los 2 y 2.000 kilómetros y pueden durar desde unas decenas de minutos hasta uno o dos días. Debido a su importancia se subdividen en otros tres grupos:

*Meso- $\alpha$* . Abarca entre 200-2000 km y tiene una duración desde 6 horas a 2 días. Fenómenos como las líneas de inestabilidad, sistemas y complejos convectivos mesoescalares (MCSs y CCSs), ciclones tropicales (en el límite de la escala sinóptica).

*Meso- $\beta$ .* Entre 20-200 km y de media hora a 6 horas, aproximadamente. Brisas de mar, fenómenos orográficos, grandes tormentas.

*Meso- $\gamma$ .* También denominada escala local. Se extiende desde 2 a 20 km con una duración de unos 3-30 minutos. Convección tormentosa, tornados, flujos en terrenos complejos (al filo de la microescala).

### *Macroescala*

En este grupo entran todos los fenómenos que se producen a gran escala. Algunos pueden llegar a tener una dimensión que oscila entre los 1.000 y 10.000 kilómetros y durar entre un día y un mes. También podemos realizar una subdivisión:

*Escala sinóptica.* Entre 100 y 3000 km. Frentes fríos y calientes, ciclones tropicales, huracanes, ciclones extratropicales, conglomerados de nubes.

*Escala planetaria o global.* Con más de 3000 km. Zona de convergencia, oscilación Madden, El Niño, ondas superiores de la troposfera y la estratosfera.

Tanto la microescala como la macroescala se pueden dividir también según la nomenclatura  $\alpha$ ,  $\beta$  y  $\gamma$ , pero es menos usual. La Fig. 2.1 representa un cuadro-resumen de los diferentes fenómenos meteorológicos con las escalas espaciales y temporales asociadas.

#### **2.2.2. Procesos físicos implicados**

Como anteriormente se ha mencionado, las agrupaciones en las distintas escalas de los procesos meteorológicos, se basan en las leyes físicas que los dominan, y por tanto es interesante repasar los principales conceptos físico-meteorológicos que hay detrás de ellos. En concreto, en el estudio de la precipitación, aspectos importantes a tener en cuenta son desde el estudio de la microfísica dentro de las nubes hasta la influencia de patrones atmosféricos a escala global, espacial y temporal, pasando por escalas intermedias, mesoescala y sinóptica. Básicamente existen dos procesos de distinta naturaleza que determinan el desarrollo de una nube y la precipitación.

Un primer proceso exige que en algunas zonas el aire alcance la saturación de vapor llegando a tener humedades relativas del 100 %. Existen diversas vías para llegar a esto, pero probablemente la más efectiva es la del ascenso adiabático del aire hasta el nivel de condensación. El resultado visible de este ascenso y de la posterior condensación es la formación de la nube, que constituye un indicador visible de movimientos verticales de aire en la atmósfera. Estos movimientos verticales tienen extensión horizontal que puede variar en una escala desde decenas de metros hasta kilómetros. Este rango es en función de la causa que origine el movimiento, por eso la descripción y clasificación de las nubes no sólo va a aportar sus formas y características, sino también su origen, en relación

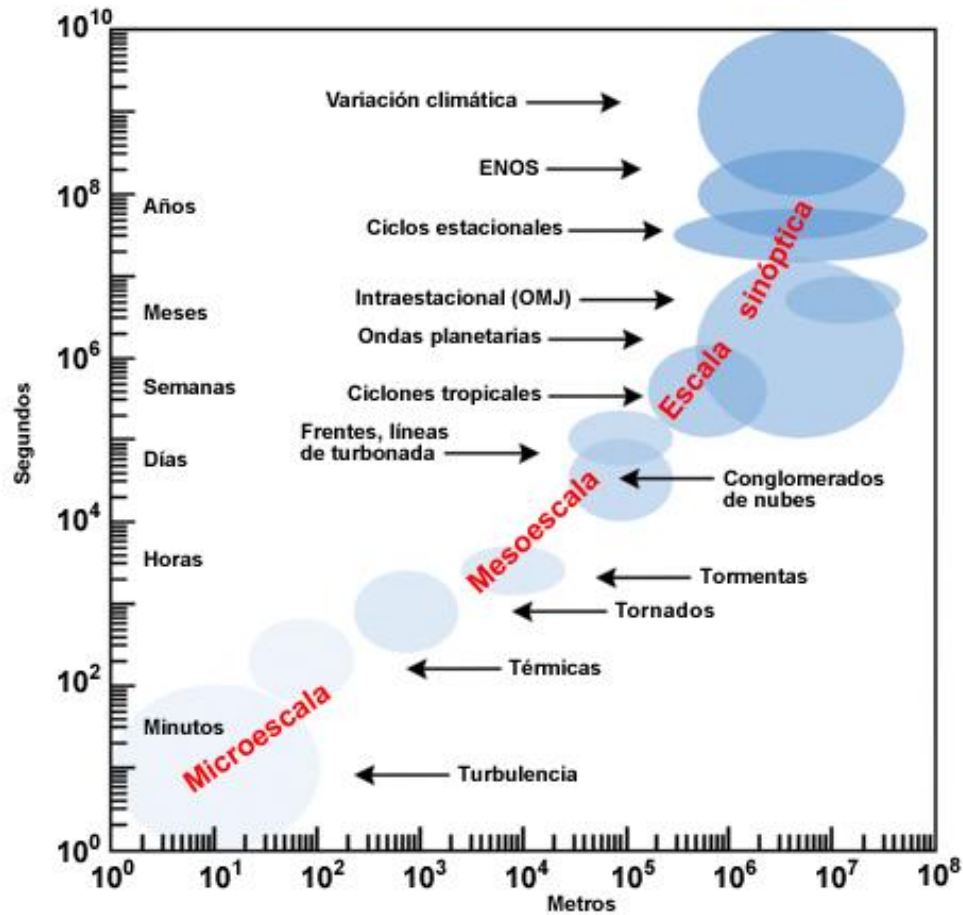


Figura 2.1: Escalas espaciales con el tiempo asociado a cada una de ellas de los fenómenos meteorológicos. Imagen obtenida del programa COMET ([www.meted.ucar.edu](http://www.meted.ucar.edu)).

con el estado de una parcela atmosférica extensa. Por ejemplo, el lento desarrollo de una extensa capa de nubes indica el lento ascenso masivo de aire en la atmósfera, una nube de gran extensión vertical indica la presencia de movimientos verticales asociados con inestabilidad en la atmósfera y un frente frío vendría acompañado de todos los tipos de nubes. Estos procesos que ocurren tanto en mesoescala como en escala sinóptica atienden a lo que se denomina Dinámica de nubes.

El segundo tipo de proceso se da a una escala muy inferior a la Dinámica de Nubes. Se trata de procesos que incluyen la Termodinámica, y dan lugar a la Microfísica de nubes y de la precipitación (Rogers, 1976).

### Procesos Termodinámicos

Aunque la atmósfera sea un sistema abierto en su conjunto, a la hora de estudiar los fenómenos meteorológicos de carácter termodinámico, se pueden considerar parcelas de aire aisladas que apenas intercambian calor con el resto, a través de su contorno. La razón que sostiene esta aproximación es la baja conductividad térmica del aire. Por lo tanto, se pueden considerar la mayoría de los procesos adiabáticos. Si hablamos de la troposfera, que es donde ocurren la mayor parte de los fenómenos meteorológicos, cuando una parcela de aire sube en la atmósfera bajo condiciones adiabáticas, ésta se expande y se enfría, ocurriendo lo contrario cuando desciende. El ritmo con el que se enfría (calienta) cuando sube (baja) la parcela de aire es,

$$\Gamma = -\frac{dT}{dz} = \frac{g}{C_p} = 9,8 \times 10^{-3} K m^{-1} \quad (2.1)$$

denominado gradiente adiabático del aire seco,  $\Gamma$ , para una expansión adiabática.

Si incluimos vapor de agua, entonces se trata de aire húmedo que al llegar a la saturación se cumple que el gradiente térmico es

$$\Gamma_s = \frac{g}{C_p} \frac{C_p}{[C_p - L(\frac{dw_s}{dT})]} = \frac{\Gamma}{1 - \frac{L}{C_p}(\frac{dw_s}{dT})} = 6,5 \times 10^{-3} K m^{-1} \quad (2.2)$$

donde  $C_p = 1,004 J kg^{-1} K^{-1}$ , es el calor específico a presión constante;  $L = 595 Cal/g = 2,490 J/g$ ,

el calor latente de condensación y  $dw_s/dT$ , la cantidad de vapor que se condensa por grado de temperatura, y en el que se ha supuesto un proceso pseudoadiabático, ya que en la condensación se desprende un calor latente que calienta el aire de la misma parcela desprendiendo calor internamente, pero no intercambia calor con el exterior. Cuando el aire húmedo es enfriado hasta alcanzar el nivel de condensación, la temperatura disminuirá más lentamente. Por eso, siempre se cumple que  $\Gamma_s < \Gamma$ .

Obviamente, conforme aumenta el contenido de humedad, disminuye el valor absoluto de  $\Gamma_s$ . En los océanos tropicales, regiones de alta humedad, el valor de  $\Gamma_s$  puede ser del orden de  $-4^\circ C km^{-1}$ , sin embargo en la troposfera media, con temperaturas de hasta  $-40^\circ C$ , el valor de  $\Gamma_s$  es del orden de  $-9^\circ C km^{-1}$ , muy próximo a  $\Gamma$ .



Desde este punto de vista se considera a las nubes como un enfriamiento de masa de aire húmedo por debajo de la temperatura de rocío, que es aquella en la que la parcela de aire alcanza la saturación manteniendo la presión y la humedad relativa constantes. Estas condiciones de enfriamiento se alcanzan por una elevación de la masa de aire debido a una inestabilidad de estratificación. Esta inestabilidad de estratificación en la atmósfera vendrá también determinada por el gradiente del aire circundante  $\gamma$ ,

$$\gamma = -\frac{dT'}{dz} \quad (2.3)$$

T'es la temperatura del aire circundante. Entonces, según la relación que exista entre los gradientes,  $\gamma$  y  $\Gamma_s$  ó  $\gamma$  y  $\Gamma$  se considerará una atmósfera estable o no, estableciéndose el criterio expuesto en la Tabla 2.1.

Tabla 2.1: Tipos de estratificación en la atmósfera según los diferentes gradientes térmicos para aire seco ( $\Gamma$ ), húmedo ( $\gamma$ ) y saturado ( $\Gamma_s$ ).

gradiente térmico	aire no saturado	aire saturado
$\gamma < \Gamma_s$	estable	estable
$\gamma = \Gamma_s$	estable	neutra
$\Gamma_s < \gamma < \Gamma$	estable	inestable
$\gamma = \Gamma$	neutra	inestable
$\gamma > \Gamma$	inestable	inestable

Este criterio, aunque es válido para toda la troposfera, es más usado para determinar el tipo de estabilidad de estratificación en la CLA. Se considera estabilidad cuando la parcela de aire vuelve a su posición inicial ante cualquier movimiento; condición inestable, si adquiere un nuevo estado y estratificación indiferente, si permanece en el mismo lugar de origen.

Algunos autores han precisado más esta clasificación, teniendo en cuenta otros parámetros como la velocidad del viento en superficie, la radiación solar entrante durante el día o la nubosidad por la noche, para aplicaciones específicas en difusión atmosférica y contaminación del aire en la capa límite ( $\simeq 1000\text{m}$ ). (Tabla 2.2) (Arya, 1999).

donde A significa extremadamente inestable; B, moderadamente inestable; C, ligeramente inestable; D, neutra; E, ligeramente estable y F, moderadamente estable.

Aunque el primero que propuso esta clasificación fue Pasquill (1961), posteriormente fue modificada por otros (Turner, 1970; Gifford, 1975), llegando a establecer hasta 7

Tabla 2.2: Criterios de estabilidad/turbulencia de Pasquill

Velocidad del Viento Superficial (10m) ( $ms^{-1}$ )	Daytime			Nighttime	
	Radiación Solar Entrante			Nubosidad	
	Fuerte	Moderada	Suave	$\geq 4/8$	$\leq 3/8$
< 2	A	A-B	B	—	—
2-3	A-B	B	C	E	F
3-5	B	B-C	C	D	E
5-6	C	C-D	D	D	D
> 6	C	D	D	D	D

categorías de estabilidad, en función de la radiación solar entrante, la nubosidad y el módulo del viento medido en superficie.

Sin embargo, el índice más usado para el estudio de la estabilidad en la baja troposfera es el número de Richardson ( $Ri$ ). Cuando en esta zona de la atmósfera se produce un proceso dinámico desarrollado, los gradientes de velocidad pueden alcanzar valores muy altos, lo que da lugar a inestabilidades del flujo atmosférico. Por eso este parámetro dinámico, que regula la estratificación, representa el efecto conjunto del gradiente de temperaturas y de los efectos de cizalla. Se define como:

$$Ri = \frac{g}{\theta} \frac{\frac{\partial \theta}{\partial z}}{(\frac{\partial v}{\partial z})^2} \quad (2.4)$$

El efecto térmico o de ascenso está representado por el gradiente de la temperatura potencial, y el efecto dinámico de cizalla por el perfil vertical de la componente horizontal del viento.

El grado de inestabilidad vendrá dado por el gradiente térmico según la Tabla 2.3

El tipo de estabilidad existente no se verá afectada por el término de cizalla, aunque ésta sí influirá en la intensidad de estratificación, haciendo disminuir su valor.

#### *Indices de estabilidad en la troposfera*

Como la capa atmosférica de interés de este trabajo es la troposfera en su totalidad, nos centramos en un criterio de clasificación de estabilidad más general, para lo que existen distintos índices con los que se contabilizan las inestabilidades, representados en los diagramas termodinámicos. Estos índices se basan en la energía disponible en estratos

Tabla 2.3: Estratificación en la baja atmósfera según el gradiente vertical de temperatura potencial.

gradiente térmico	estabilidad
$\frac{\partial \theta}{\partial z} > 0$	estrato estable
$\frac{\partial \theta}{\partial z} < 0$	estrato inestable
$\frac{\partial \theta}{\partial z} = 0$	indiferente

atmosféricos y la mayoría utiliza diferencias de temperatura entre los niveles que definen dichos estratos.

*CAPE (Convective Available Potencial Energy)*. Índice básico del que parten todos los demás. Es la cantidad de energía que tendría una parcela de aire si ascendiese en la atmósfera una cierta altura. Nos indica la capacidad de flotación de una masa de aire en la columna atmosférica. Se expresa matemáticamente de la siguiente manera:

$$CAPE = g \int_{Z_{LFC}}^{Z_{LNB}} \left( \frac{T_v - T'_v}{T'_v} \right) dz \quad (2.5)$$

donde  $g$  es la gravedad;  $Z_{LFC}$ , el nivel libre de convección o de convección libre;  $Z_{LNB}$ , el nivel de equilibrio o flotabilidad neutra;  $T_v$ , temperatura virtual del aire ascendente;  $T'_v$ , temperatura virtual del aire circundante. Se mide en J/kg y cuanto mayor es su valor más inestabilidad y por tanto más convección existe en esa parcela de aire. Para una tormenta moderada el valor CAPE sería de unos 1000 J/kg y para una severa sería de unos 2500 J/kg.

*TT (Total Totals)*. Es uno de los más usados para evaluar la fuerza de las tormentas. Resulta de la combinación de VT (Vertical Totals) y CT (Cross Totals). La ecuación que lo identifica es:

$$TT = (T_{850} - T_{500}) + (Td_{850} - T_{500}) \quad (2.6)$$

VT es la diferencia de temperatura entre 850 y 500 hPa mientras que CT es la temperatura del punto de rocío de 850 hPa menos la temperatura de 500 hPa. Valores inferiores a 44 indican poca probabilidad de convección y mayores indican desarrollo convectivo de forma proporcional a su valor. Para valores superiores a 56, el desarrollo de tormentas es de máxima probabilidad y con gran intensidad.

*KI (K Index)*. Índice utilizado para evaluar el potencial convectivo. Es una combinación de VT y las características de mezcla en la baja troposfera, representadas por los parámetros de la temperatura de rocío a 850 y 700 hPa. Matemáticamente se expresa:

$$KI = (T_{850} - T_{500}) + (T_{d850} - T_{dd700}) \quad (2.7)$$

donde  $T_{850}$  y  $T_{500}$  son las temperaturas a 850 y 500 hPa;  $T_{d850}$ , la temperatura de rocío a 850 hPa y  $T_{dd700}$ , la diferencia entre la temperatura a 700hPa y la temperatura de rocío a este nivel. Para valores de KI superiores a 20 existen condiciones de inestabilidad e inferiores a 15 no hay probabilidad de tormentas.

*SI (Showalter Index)*. Índice estático sin capacidad de predicción. Mide la diferencia de temperatura entre el nivel de 500 hPa ( $T_{500}$ ) y la de una parcela de aire ascendida desde 850 hPa hasta 500 hPa siguiendo una evolución pseudoadiabática ( $T'_{500}$ ). Se expresa:

$$SI = T_{500} - T'_{500} \quad (2.8)$$

Cuando el valor es positivo o nulo, la atmósfera a esa altura es estable, y cuando el valor es negativo, inestable. Para valores entre 0 y -3, la atmósfera es moderadamente inestable. Entre -4 y -6, inestabilidad fuerte e inferiores a -6, extremadamente inestable.

*LI (Lift Index)*. Se basa en el mismo criterio que el anterior, pero en vez de ser ascendida la parcela de aire desde el nivel de 850 hPa, es desde cualquier otro nivel.

Para valores por debajo de -6 existen fuertes inestabilidades de estratificación, con gran probabilidad de desarrollo de tormentas severas; para valores entre -6 y -2, las inestabilidades son más moderadas, aunque indican probabilidad de tormentas; para valores entre -2 y 0, las probabilidades son de tormentas moderadas; y mayores que 0, indican estabilidad general.

*SWEAT (Severe Weather Threat)*. Utiliza varias variables para la predicción de tormentas severas o tornados. Se basa en el índice TT. Se calcula mediante la expresión:

$$SWEAT = 12(850T_d) + 20(TT - 49) + 2(V_{850}) + (V_{500}) + 125(\sin(d_{500} - d_{850}) + 0,2) \quad (2.9)$$

donde  $850T_d$  es la temperatura de rocío a 850 hPa; TT, el índice 'Total Totals';  $V_{850}$ , la velocidad del viento a 850 hPa medida en nudos;  $V_{500}$ , la velocidad del viento a 500 hPa;  $d_{500} - d_{850}$ , el cambio en la dirección del viento con la altura.

Si  $TT < 49$ , el término correspondiente es 0. Si algún término es negativo, entonces se contabiliza como nulo. El viento debe girar en sentido de las agujas del reloj con la altura, o en caso contrario, el término es nulo (Iribarne and Godson, 1996).

## Procesos Dinámicos

Los procesos dinámicos que dan lugar a la precipitación se basan en las inestabilidades generadas en la atmósfera, las cuales desarrollan movimientos verticales y horizontales. Estas condiciones pueden ser estudiadas desde diferentes escalas: sinóptica, mesoescala, regional o local, como se definieron en la Sección 2.2.1. Hay situaciones de escala sinóptica propicias para la precipitación, y también existen efectos locales que afectan más o menos a la precipitación. Las diferentes situaciones atmosféricas generan ciertos parámetros que caracterizan los episodios de precipitación, relacionados fundamentalmente con la duración, extensión e intensidad, estando asociados a distintos tipos de precipitación.

La dinámica atmosférica tiende a equilibrar el balance energético desde el ecuador a los polos, produciendo sistemas de inestabilidad atmosférica a escala sinóptica. Tales sistemas, embebidos en un flujo a escala planetaria altamente baroclínico, e influidos por la orografía y los contrastes térmicos entre océano y atmósfera, son no sólo dependientes de la latitud, sino también de la longitud. Sin embargo, en primera aproximación, se puede utilizar una dependencia latitudinal para el estudio de perturbaciones del flujo zonal a escala sinóptica (Bluestein, 1992; Holton, 1992). La baroclinidad de estas perturbaciones en latitudes medias se produce como resultado de una inestabilidad hidrodinámica del flujo zonal básico, siendo la principal causa de la *ciclogénesis*. Se trata de una amplificación de una pequeña perturbación en una corriente de flujo zonal inestable.

Las inestabilidades baroclinas son disipadas o intensificadas según el campo de presiones y temperaturas originando diferentes fenómenos como dorsales, vaguadas, incluso borrascas y anticiclones, si se cierran los flujos de viento. Las borrascas y anticiclones, fenómenos propios de latitudes medias, conllevan una rotación asociada descrita por el número de Rossby, que define el régimen de la atmósfera a gran escala,

$$N^{\circ} Rossby = \frac{a_{nl}}{f_{Coriolis}} \approx \frac{U}{fL} \quad (2.10)$$

siendo  $a_n$  la aceleración;  $f_{Coriolis}$ , la fuerza de Coriolis;  $f$ , el parámetro de Coriolis y  $U$  y  $L$ , la velocidad y radio de escala. Cuando el número de Rossby es pequeño, se considera que la atmósfera está en equilibrio geostrófico predominando la fuerza de Coriolis junto con el gradiente de presiones, mientras que si es alto, la aceleración no lineal del fluido cobra importancia frente a la de Coriolis.

Sin embargo, la baroclinidad no es uniformemente distribuida y los gradientes de temperatura tienden a concentrarse en zonas frontales. Se requiere un proceso dinámico que

pueda restablecer estos fuertes gradientes característicos de la zona frontal, denominado *frontogénesis*, que normalmente ocurre con desarrollo de ondas baroclínicas. Aunque el transporte de ondas baroclínicas tiende a reducir la diferencia de temperatura entre las regiones polar y tropical, el flujo asociado con estas perturbaciones intensifica el gradiente de temperatura tendiendo a producir discontinuidades.

Dentro de los fenómenos originados por las inestabilidades baroclínicas en latitudes medias, los de mayor interés para la precipitación son las borrascas o ciclones. Estos pueden llevar frentes asociados que se forman por la interacción de masas de aire cálido y húmedo con masas de aire frío y seco de dirección opuesta, incrustándose la una en la otra e intensificándose la ondulación. Estos frentes donde convergen vientos de diferente procedencia, llegan a producir precipitaciones, cuya intensidad depende del carácter del frente.

La perturbación atmosférica que da lugar a una tormenta ciclónica se manifiesta con precipitaciones en función del frente que lo acompañe. En un frente cálido aparece una extensa franja de nubes del tipo estratiformes: cirros, cirrostratos, altostratos, estratos y nimbostratos. Estos últimos con lluvia moderada y regular. Sin embargo, en un frente frío, las nubes características son los cumulonimbos, acompañados de fuertes lluvias y tormentas.

Un mecanismo típico en la formación de una borrasca ondulatoria comienza cuando, a lo largo del frente polar, una masa de aire polar, frío y seco, comienza a desplazarse hacia el sur, mientras que una masa de aire tropical, cálido y húmedo, lo hace hacia el norte. En la siguiente fase, la ondulación se intensifica. La masa de aire polar penetra más hacia el sur, junto con su frente frío, mientras que la tropical hace lo propio junto con su frente cálido. A lo largo de ambos frentes se producen precipitaciones. En la fase final, el frente frío atrapa totalmente al cálido, reduciéndolo de extensión y aislándolo del resto del aire tropical, cesando de esta forma el aporte de humedad y energía desde el sur. En este momento se forma el frente ocluido y, a partir de aquí, la tormenta ciclónica se irá extinguiendo hasta que se restablece la forma original del frente polar. Por último, en la fase final de la perturbación, a lo largo del frente ocluido se encuentran los mismos tipos de nubes que aparecen en el frente cálido.

Sin embargo, el proceso fundamental en la generación de tormentas en latitudes medias es la inestabilidad baroclínica debido a la cizalladura vertical del viento zonal a lo largo del *jet stream*. Se puede hacer un análisis de los movimientos verticales a escala sinóptica en base a los forzamientos dinámicos debido a la advección de vorticidad y advección térmica, representados matemáticamente en la ecuación 'omega',

$$(\sigma \nabla^2 + f_0^2 \frac{\partial^2}{\partial p^2})\omega = f_0 \frac{\partial}{\partial p} [\mathbf{V}_g \nabla (\zeta_g + f)] - \frac{R}{P} \nabla^2 [\mathbf{V}_g \nabla T] \quad (2.11)$$

por el primer y segundo término del segundo miembro de la ecuación. El primer miembro representa las velocidades verticales que responden a estos forzamientos.

Esta ecuación gobierna la atmósfera en una primera aproximación (aproximación cuasi-geostrófica), y nos dice que cuando ambos términos del segundo miembro contribuyan positivamente (negativamente) existirán condiciones para ascensos (descensos) verticales. Cuando ambos términos son de signo opuesto existe ambigüedad en el tipo de movimiento. Para un entorno sinóptico inestable (estable) la efectividad de los términos de forzamiento aumenta (disminuye), y en consecuencia, en una zona donde existe advección de vorticidad y de temperatura positivas, tenderá a generar corrientes ascendentes más intensas si existe estabilidad baja.

En la Figura 2.2 se muestra un esquema de la formación de los principales fenómenos meteorológicos de origen dinámico a escala sinóptica. Se puede ver como la vorticidad, tanto ciclónica como anticiclónica, al ser mayor en altura, intensifica las vaguadas y dorsales para generar borrascas y anticiclones. Las borrascas asociadas a frentes en superficie son causantes de grandes precipitaciones durante días.

Si a estos forzamientos añadimos sobrecalentamiento en el suelo (forzamiento radiativo), entonces las condiciones son óptimas para el desarrollo de fuertes fenómenos de convección.

En el nivel mesoescalar, tenemos fenómenos típicos de baroclinicidad las brisas de mar y tierra o montaña y valle. Y fenómenos típicos de convección, celdas convectivas, aisladas o en forma de sistemas organizados. Existen diferentes modelos conceptuales para este tipo de fenómenos: tormentas ordinarias, tormentas multicelulares, supercélulas, líneas de turbonada, Sistemas Convectivos Mesoescalares (SCMs), Complejos Convectivos de Mesoescala (CCMs), ciclones tropicales. Estos últimos se encuentran en el límite superior de la mesoescala y algunos autores consideran que puedan entrar en estructuras de escala sinóptica para ser estudiados ([Murakami, 1979](#)).

De todos ellos los de mayor interés en latitudes medias son los SCMs, que explican gran parte de la precipitación en la PI, especialmente en el área de Levante en otoño y los CCMs ([Maddox, 1980](#)). Su principal diferencia es su dimensión y, por tanto, influyen en la escala sinóptica de diferente forma, aunque los procesos termodinámicos y dinámicos que rigen su comportamiento son parecidos ([Kane Jr et al., 1987](#); [Mc Anelly and Cotton, 1989](#)),

De menor extensión y duración que los sistemas sinópticos, estos sistemas son unas de las estructuras atmosféricas más grandes en extensión que se pueden dar dentro de los fenómenos de mesoescala. Están compuestos por un conjunto de células convectivas que generan una precipitación total mayor que la unión de la que aportaría cada una individualmente, por lo que se les asocia a tiempo adverso y severo en superficie. Con ciclos de vida medio más largo que el resto de fenómenos mesoescalares (el tiempo mínimo medio estimado para su desarrollo es de unas 6 horas), pueden afectar a grandes extensiones de terreno, dependiendo de la distancia hasta el área de formación de nuevas nubes convectivas. Los SCMs y CCMs están formados por dos áreas diferenciadas, una en la línea de avance (línea de turbonada), donde se están generando las células de fuerte convección y produce precipitaciones muy intensas, de carácter convectivo, y otro área

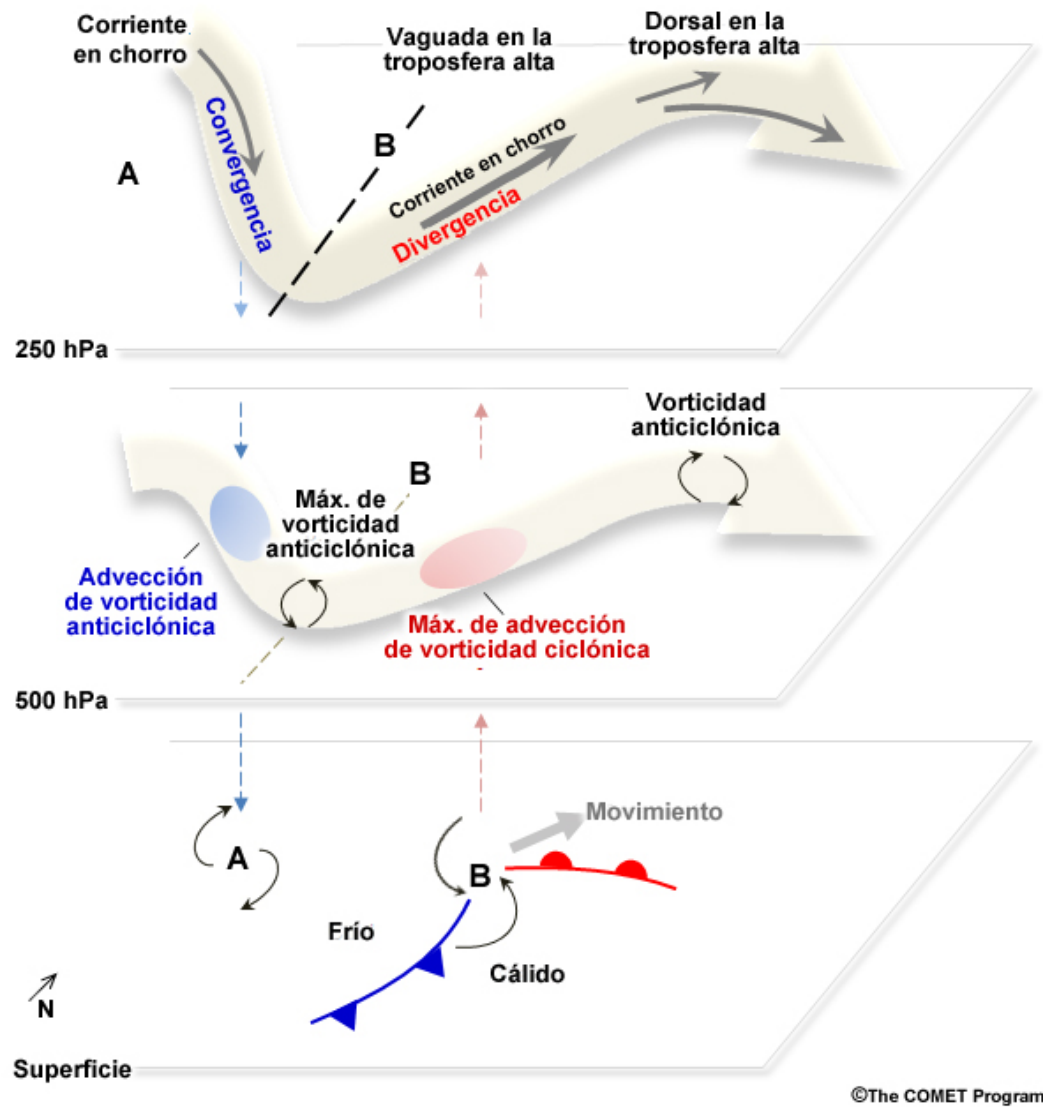


Figura 2.2: Esquema de los distintos procesos dinámicos que se originan en la atmósfera a escala sinóptica, tanto en altura como en superficie.



donde se ha ido disipando el sistema, que produce una precipitación más moderada, de carácter estratiforme. Según Maddox (1980) son fácilmente identificables en imágenes infrarrojas considerándolos definidos en regiones contiguas con temperatura de brillo ( $T_b$ ) inferior a un cierto umbral ( $-52^\circ\text{C}$ ), y con un área y tiempo de duración según el criterio de Maddox. Posteriormente, ha sido estudiada esta técnica por otros autores y complementada con otros métodos (Goodman et al., 1988; Johnson et al., 1994; Platt et al., 2010; Rabin and Whittaker, 2006; Vila et al., 2008; Zinner et al., 2008) o incluso buscado otras alternativas (Pavolonis, 2010) para localizar las regiones más activas dentro de los sistemas mesoescalas y aclarar parte de la naturaleza en su interior.

En relación a la escala de menor extensión o local, tienen importancia los forzamientos debido a las condiciones geográficas del terreno. La orografía, cuencas hidrográficas, vegetación pueden ayudar al desarrollo de células convectivas que producen precipitación más localizada.

### Procesos Microfísicos

Para que ocurra precipitación, a parte de las condiciones de inestabilidad que se tienen que dar en la atmósfera, en cualquiera de las escalas local, mesoescala o sinóptica, también influyen los procesos microfísicos que ocurren en el interior de una nube. Estos procesos físicos micrescalares están dominados por unos parámetros que van a controlar el desarrollo de las nubes y determinar la formación de gotas de lluvia, granizo o nieve, y que tenga lugar la precipitación en cualquiera de sus formas. Describimos brevemente los principales parámetros:

#### *Escalas de tiempo*

Los procesos de precipitación dependen de su duración. Si la vida media de una nube es demasiado corta comparada con el tiempo que le lleva a formar precipitación, la nube no precipita, aunque otros parámetros presenten una magnitud suficiente para que ocurra. Existen dos escalas de tiempo críticas: la vida media de la nube ( $t_n$ ) y el tiempo que tarda en entrar y salir una parcela de aire en la nube ( $t_p$ ).

#### *Velocidades verticales*

Las velocidades verticales en las nubes son importantes porque controlan la  $t_p$  y además determinan la capacidad de la nube para mantener en su interior las partículas de precipitación suspendidas durante el tiempo necesario para que el tamaño de la gota que se forma sea suficientemente grande.

La magnitud de la velocidad vertical también proporciona una estimación del enfriamiento adiabático húmedo. Así, si en la troposfera media, el gradiente adiabático

húmedo tiene un valor típico de  $\gamma_m = 0,5^\circ \text{ C}/100\text{m}$ , el enfriamiento adiabático húmedo será  $dT/dt = \gamma_m W = 0,5^\circ \text{ C}/100\text{m W}$ , donde W es la velocidad vertical dentro de la nube. referencia

### *Contenidos acuosos-líquidos*

Se trata del contenido de agua precipitable (TWP) o el contenido de agua líquida (LWC). El potencial para la formación de precipitación depende de este parámetro por dos razones:

a) determina en sí mismo el potencial de la nube para formar precipitación, estableciéndose un valor crítico para este parámetro:  $M > 0,5 \text{ g/m}^3$

b) influye en el grado de calentamiento o enfriamiento radiativo de la nube.

### *Temperatura de la nube*

Las temperaturas que se manejan son básicamente dos para estimar el potencial de lluvia. Por un lado, la temperatura de la base de la nube ( $T_b$ ) nos va a indicar el potencial de producción de agua líquida; y por otro, la temperatura de la cima de la nube ( $T_c$ ). A igual espesor de nube, cuanto mayor es  $T_b$ , mayor es el potencial de lluvia. Y también cuanto mayor sea la diferencia entre  $T_b$  y  $T_c$ .

En el caso de que  $T_c$  sea menor que la isoterma de  $0^\circ \text{ C}$  sería posible la existencia de hielo que afectaría a los procesos de precipitación.

### *Turbulencia*

Esta propiedad o característica de la dinámica atmosférica interviene mezclando las distintas propiedades físicas de las nubes facilitando la interacción entre ellas. El nivel de turbulencia va a determinar el grado de representatividad de los demás parámetros, afectando de tal manera en los procesos de precipitación, en el sentido de que origina picos, valores máximos de sobresaturación que aumenta la interacción entre las distintas partículas nubosas de diferentes tipos y tamaños.

Con todas estas propiedades dentro del rango de valores beneficioso para la precipitación, los mecanismos que llevan a ella son múltiples, dependiendo de los valores y la forma en que se combinan, pero todos bajo el denominador común de lo que se denomina *nucleación*, que es el proceso por el cual el vapor de agua se condensa sobre una partícula microscópica.

La nucleación puede ser homogénea, si se realiza en un medio puro, por la elevada sobresaturación o heterogénea cuando se realiza sobre partículas que actúan como centros

de nucleación, que es mucho más frecuente en la atmósfera dada la cantidad de partículas y aerosoles existentes en su seno.

Una vez que se ha producido la nucleación, y se ha formado la gotita nubosa (menor entidad meteorológica observable sin instrumento) es necesario que aumente considerablemente para formar la gota de lluvia.

A parte de la condensación por difusión, son dos los mecanismos principales que rigen el crecimiento de las gotitas nubosas para que precipiten (Rogers, 1976): a) 'colisión' y 'coalescencia', a lo que se le llama en conjunto 'acreción', en la que las gotitas se reúnen formando una mayor y se puede dar en cualquier tipo de nube, y b) la interacción entre gotitas de agua y cristales de hielo, reservado a nubes cuya cima supera el nivel de los 0° C.

### *Nubes cálidas*

En el caso de las nubes cálidas, la temperatura del interior de la nube es superior a 0°C, para que solo haya agua líquida. El crecimiento de las gotitas que forman la nube hasta que alcanzan el tamaño de una gota de lluvia, se debe a procesos de colisión y coalescencia, en los que las de mayor tamaño chocan con gotitas 'relativamente' más pequeñas (Lin and Lee, 1975), juntándose para formar una de mayor tamaño. Para que este proceso sea eficiente se requiere una distribución no homogénea en el tamaño de las gotitas que forman la nube.

Suponiendo que las partículas de masa  $m' < m$  estén uniformemente distribuidas en la nube, el proceso de colisión-coalescencia en el que una gota de masa  $m$  colisiona con otras de masa  $m'$ , viene regido por la siguiente ecuación:

$$\dot{m} = A_m \rho q'_m \sum_c (m, m') |V(m) - V(m')| \quad (2.12)$$

donde  $q'_m$ , es la humedad específica de agua en la nube de gotas de masa  $m'$ ;  $A_m$ , es el área de cruce efectiva o sección eficaz;  $\sum_c (m, m')$ , la eficacia de colisión-coalescencia,  $\rho$ , la densidad del aire y  $V$  la velocidad de la partícula

Se observa que:

a) Cuanto mayor sea el contenido de agua en la nube  $\rho q'_m$  mayor será el crecimiento.

b) Cuanto mayor sea la diferencia de  $V$  de las gotas, mayor será el aumento de masa, por la colecta de la de mayor tamaño al tener mayor  $V$  de caída, pues si cayeran exactamente a la misma  $V$  no habría colecta.

c) La eficacia de colisión-coalescencia, es el parámetro más importante en la formación de precipitación (Lin and Lee, 1975; Pinsky et al., 2001). Viene dada por el coeficiente de eficiencia de colisión, (una gota dentro de la sección eficaz de la partícula colectora puede colisionar o no), y por el de coalescencia, si permanecen juntas o no.

Para gotas de varios tamaños, la ecuación de crecimiento sería la integración sobre todo el rango de tamaños de las gotas:

$$\dot{m} = \int_0^{\infty} A_m |V(m) - V(m')| \sum_c c(m, m') m' N(m') dm' \quad (2.13)$$

donde  $N(m')$  es la función de distribución de masas y  $N(m')dm'$  será el número de partículas por unidad de volumen de aire en el rango de tamaños desde  $m'$  a  $m' + dm$ .

### *Nubes frías*

En las nubes frías, sin embargo, la temperatura en su interior es inferior a 0°C, y el agua coexiste en sus tres fases: vapor de agua, en forma de pequeñas gotitas de agua líquida sobre-enfriada y pequeños cristales de hielo. Los procesos de crecimiento equivalentes a la condensación por difusión y acreción en los cristales de hielo, se denominan 'deposición' y 'agregación', respectivamente ('*riming*', para gotitas subfundidas sobre cristales de hielo).

Los cristales de hielo pueden crecer por 'deposición', al pasar directamente de la fase de vapor a hielo (sublimación); por 'agregación', proceso similar a la colisión y coalescencia y '*riming*' en el caso de que los cristales vayan atrapando pequeñas gotas de agua sobre-enfriada, que se congelan al contactar con el cristal. En este caso la ecuación que gobierna el crecimiento de la masa precipitable es la misma que la ecuación 2.12 (ecuación de colección continua).

La eficacia de agregación depende fuertemente de T:

- a) Máxima entre 0°C y 5°C, pues la superficie es más adherente.
- b) Por debajo de -5°C es muy pequeña.
- c) Máximo secundario entre -10°C y -15°C, ya que existen más ramificaciones.

d) Por debajo de  $-20^{\circ}\text{C}$  no hay agregación.

e) También depende de la forma, cuanto más compleja más capacidad de agregación.

El *riming* es más frecuente que la agregación, aunque la eficacia de colisión por *riming* es bastante desconocida teóricamente, pero se supone muy alta (Houze, 1993).

Se requiere un espesor mínimo de la capa de nubes, para que ocurran estos procesos. Las nubes con mayor desarrollo vertical (Cumulo-Nimbus), pueden alcanzar unos 12 km de altura, y la convección dentro de la nube produce movimientos intensos que facilitan mayor tiempo de permanencia de las gotas de lluvia y partículas de hielo en su interior, experimentando un gran crecimiento, que en los casos más extremos, con variaciones de temperatura muy rápidas, explican la generación de granizo de gran tamaño.

Es posible usar el radio eficaz ( $r_{ef}$ ) y su relación con la temperatura ( $T$ ) de la cima de las nubes obtenida por satélite para definir cinco zonas microfísicas en las nubes convectivas profundas (Rosenfield and Lensky, 1998), aunque las nubes individuales no se ajustan exactamente necesariamente a este modelo idealizado (Fig.2.3):

'Zona de crecimiento de las gotitas por difusión': donde las gotitas crecen por condensación.

'Región de crecimiento de las gotitas por coalescencia': el crecimiento por coalescencia es equilibrado por la pérdida de las gotitas más grandes, pues la nube produce lluvia mientras crece.

'Región de fase mixta': en el que coexisten partículas líquidas y sólidas.

'Zona de glaciación': sólo existen cristales de hielo.

'Región de lluvia': donde el radio efectivo es estable.

En la Figura 2.3 se esquematizan todos los procesos microfísicos de crecimiento en las nubes de una forma idealizada según la relación de la temperatura  $T$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) y el radio efectivo  $r_{ef}$  de las gotitas nubosas.

Clasificación idealizada de nubes convectivas en zonas microfísicas según la temperatura de la cima de las nubes y el radio efectivo de las gotitas nubosas

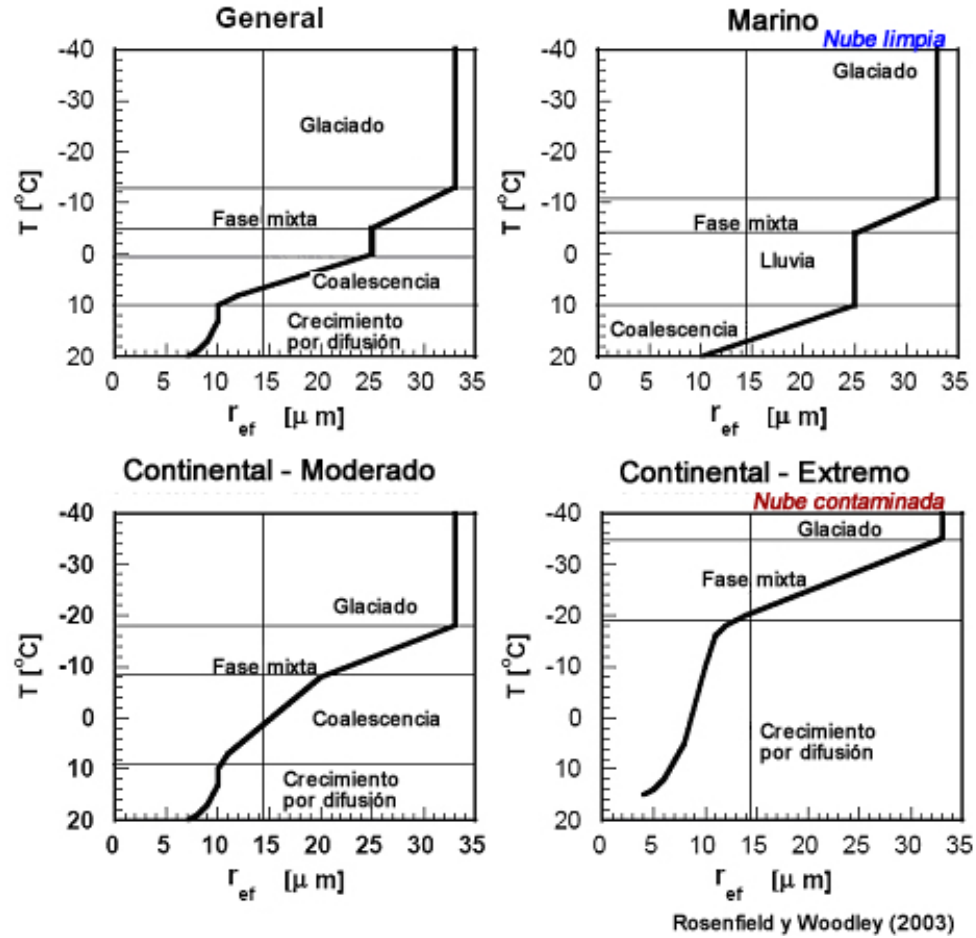


Figura 2.3: Clasificación idealizada de nubes convectivas en distintas zonas microfísicas según la temperatura de la cima de la nube y el radio efectivo de las gotitas nubosas.

Casi todas las gotitas nubosas son nucleadas en la base de las nubes convectivas y luego crecen, principalmente por difusión. Las nubes continentales tienen una zona de crecimiento por difusión bien desarrollada y una zona de fase mixta más fría que las nubes marinas. Para nubes continentales contaminadas (caso extremo), la zona de coalescencia desaparece y la zona de fase de mezcla es muy fría. Para las nubes marinas (limpias), la zona de difusión es insignificante y la zona de lluvia es profunda. Las gotitas crecen más rápido encima de la base de la nube, lo cual implica que el proceso de coalescencia domina más en las nubes marinas que en las nubes continentales. Las nubes marinas alcanzan el

punto de glaciación a temperaturas sobre  $-10^{\circ}\text{C}$ , mientras que las nubes continentales suelen congelar a menos de  $-15^{\circ}\text{C}$ .

## 2.3. Fundamentos Metodológicos

El uso de una metodología para obtener unos resultados con un criterio objetivo, es necesario en cualquier trabajo científico, aunque después se enfrenten a la interpretación humana.

La metodología utilizada en el presente trabajo, ha sido uno de los mayores retos abordados dada la complejidad espacial y temporal de los sucesos de precipitación.

### 2.3.1. Componentes de la precipitación

En el estudio de las componentes de la precipitación se necesita tener una visión estadística del fenómeno, para poder modelizarlo matemáticamente, y así establecer unos criterios para separar y definir cada una de ellas.

Cada componente se relaciona con unos movimientos dentro de las nubes, caracterizados por parámetros (velocidades verticales, tiempo de permanencia en la nube, etc) con diferentes valores. Los mecanismos microfísicos que predominan: condensación del vapor de agua, nucleación sobre partículas y crecimiento de gotitas nubosas, se desarrollan de diferente forma en el proceso de formación de las distintas clases de precipitación.

La precipitación estratiforme ocurre cuando las velocidades verticales de elevación dentro de la nube son débiles en comparación con la de caída de las gotas de agua o cristales de hielo (Houze, 1993). Sin embargo, en la precipitación convectiva, los movimientos de aire verticales dentro de las nubes son iguales a la velocidad de caída de las gotas y el mecanismo predominante para su crecimiento es la acreción de agua líquida. En este caso, el tiempo de residencia de las gotas o cristales de hielo es mayor que en el régimen estratiforme y las gotas son de mayor tamaño cuando salen de la nube (Tremblay and Glazer, 2000).

Una clasificación previa fue desarrollada por Rogers and Yau (1989) en base a los movimientos verticales como principal causa de activación.

La precipitación convectiva, normalmente relacionada con cúmulos y cúmulonimbos, ocupa extensiones locales, y suele ser intermitente e intensa. Se desarrolla bajo una fuerte inestabilidad de estratificación, con fuertes flujos verticales turbulentos de calor y de momento, como en los aguaceros y las tormentas.

Por el contrario, la precipitación estratiforme, que está asociada normalmente con nimboestratos, afecta a una gran y continua extensión y ocurre bajo condiciones ter-

modinamicamente más estables. Un régimen de precipitación estratiforme se desarrolla como resultado de frontogénesis, en general frentes cálidos o a lo sumo ocluidos, en latitudes medias, convergencia horizontal a gran escala o convección debido a forzamientos orográficos. Los sistemas estratiformes están caracterizados por flujos de calor y de momento verticales relativamente débiles. Suelen darse, por ejemplo, en las zonas cercanas al extremo de los frentes cálidos, en una zona de advección cálida y tienden a producir lluvia débil y de larga duración.

Algunos sistemas de nubes son híbridos durante algún período de su ciclo de vida y poseen una zona convectiva y una zona estratiforme. También se da el caso de muchos sistemas convectivos que al final de su proceso evolutivo, se transforman en estratiformes. Por otro lado, en algunas ocasiones, se forman sistemas convectivos en zonas amplias de precipitación estratiforme.

Por tanto, los factores meteorológicos que concurren en la lluvia se pueden reducir a la cantidad de lluvia por unidad de área que depende de la intensidad con la que cae y del tiempo durante el que está cayendo. De ahí que las variables con las que nos vamos a mover, principalmente, sean la intensidad o razón de precipitación y el tiempo.

Sea  $R(t)$  la intensidad de precipitación instantánea y  $P$  la cantidad de precipitación por unidad de área caída en un tiempo  $\Delta t$ , se tiene

$$P = \int_t^{t+\Delta t} R(t) dt \quad (2.14)$$

Se puede emplear una intensidad de precipitación promediada,  $\bar{R}$ , como el cociente entre la precipitación total,  $P$ , y su duración,  $\Delta t$ ,

$$\bar{R} = \frac{P}{\Delta t} = \frac{\int_t^{t+\Delta t} R(t) dt}{\Delta t} \quad (2.15)$$

y la lluvia total  $P$  (en  $mm$  o  $l/m^2$ ) podrá expresarse como:

$$P(\Delta t) = \bar{R} \Delta t \quad (2.16)$$

### Algoritmo de separación

Varios algoritmos de separación han sido propuestos para una clasificación del régimen de precipitación a través de técnicas remotas, como aquellos que se basan en la



temperatura de brillo del canal infrarrojo (Lang et al., 2003; Hong et al., 1999), la velocidad vertical de las gotas de lluvia (Xu, 1995), o el contenido acuoso de la nube (Sui et al., 2007). Sin embargo, la clasificación de la precipitación usando series de datos basados en radar presenta algunas incertidumbres que deben ser apropiadamente cuantificadas (Steiner et al., 1995; Steiner, 1996). Se plantea, entonces, un modo de separación basado en las propiedades estadísticas de la precipitación registrada superficialmente mediante un modelo matemático que determine el comportamiento del fenómeno. Consecuentemente, se necesita la aplicación de un tratamiento estadístico.

Tremblay (2005) analizó una serie de datos de precipitación superficial provistas por la OMM y encontró que, de acuerdo con una teoría basada en el crecimiento de partículas de hielo (Tremblay et al., 1995; Tremblay and Glazer, 2000), que la distribución de la precipitación acumulada con respecto a la intensidad de precipitación, sigue una ley casi exponencial, con anomalías (Fig. 2.4) y que se satisface para cualquier período de tiempo seleccionado.

Según sugiere Tremblay (2005), las anomalías desviadas de la distribución media estaban relacionadas a los sistemas convectivos y la precipitación estratiforme sigue una distribución exponencial pura negativa independiente del período de estudio elegido.

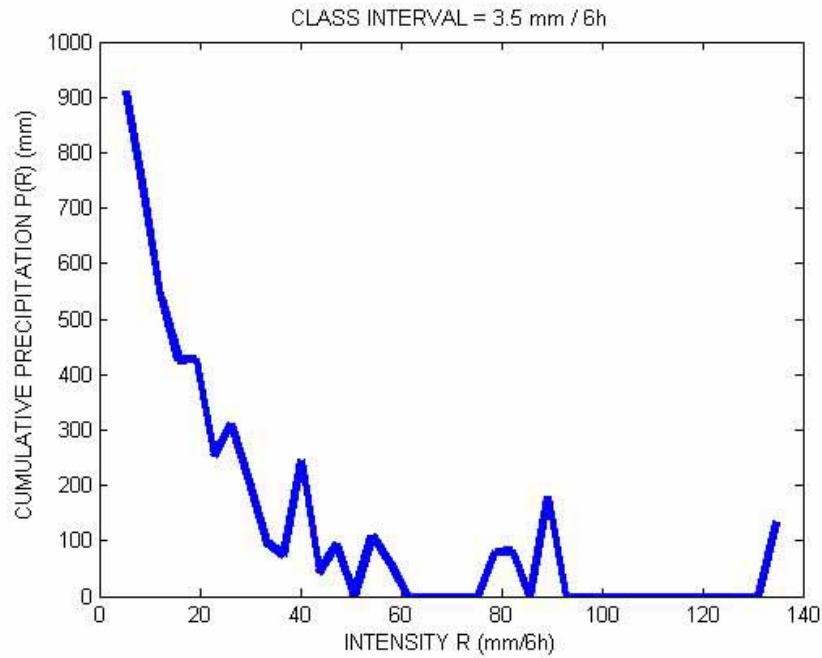


Figura 2.4: Distribución de la precipitación acumulada ( $P$ , mm) en función de la intensidad de precipitación ( $R$ , mm  $(6h)^{-1}$ ).

La estructura de la función sugiere que pueda ser dividida en dos términos expresados matemáticamente de la forma:

$$P(R) = A(t)e^{-B(t)R} + p' \quad (2.17)$$

$P(R)$  es la precipitación total acumulada para una intensidad dada;  $A$  y  $B$ , son parámetros constantes a determinar para cada período de tiempo  $t$  y  $p'$  son las fluctuaciones o anomalías con respecto a la exponencial pura. La ecuación está expresada en función de  $R$ , que es la precipitación por unidad de tiempo o intensidad de precipitación, y resulta de dividir la precipitación acumulada durante un intervalo de tiempo por ese intervalo de tiempo. Siguiendo a Tremblay, en el presente trabajo se ha establecido como intervalo de tiempo 6 horas, debido a que es el tiempo en el que normalmente se desarrolla un fenómeno convectivo.

Así, el primer término o término exponencial de 2.17 puede asociarse a la componente estratiforme de la precipitación, que predomina para bajos rangos de intensidades

$$P_s = A(t)e^{-B(t)R} \quad (2.18)$$

donde  $P_s$  es la precipitación estratiforme. Y el segundo término,  $p'$ , está relacionado con la componente convectiva y es más importante para altas intensidades de precipitación.

$$P_c = p' \quad (2.19)$$

de forma que la precipitación total se puede escribir como la suma

$$P_t = P_s + P_c \quad (2.20)$$

Para determinar ambas componentes, convectiva y estratiforme, de la precipitación se utiliza una función exponencial apropiada, a partir de la cual se aplica el algoritmo de separación.

En la determinación de la distribución de la precipitación estratiforme se aplica el método Monte Carlo (MC) a diferentes períodos de tiempo. El método MC consiste principalmente en ejecutar procesos aleatorios con idéntica probabilidad de forma iterativa, lo cual permite simular los fenómenos físicos promediando los tests ([Hammersley and Handscomb, 1975](#)).

Para el caso que nos ocupa, MC se aplica para elegir el mejor ajuste exponencial a la distribución de precipitación de todos los tests llevados a cabo. Entonces, la función exponencial pura se fuerza a que pase por los puntos mínimos de la distribución de

la precipitación total, de forma que las anomalías resulten positivas, ya que no existen cantidades de precipitación negativas y así muestran el exceso con respecto a la función regular.

Los valores de precipitación son agrupados en intervalos de intensidades de precipitación  $[R, R + \Delta t]$  de forma que, para un intervalo dado, la precipitación acumulada es la suma de todas las intensidades observadas dentro de ese intervalo.

Por tanto, la selección de un intervalo de clase apropiado es importante puesto que determina la forma de la curva casi exponencial de la precipitación acumulada  $P$  como función de  $R$ , y por tanto, de los puntos mínimos sobre los que pasa el ajuste exponencial puro.

Para ello, se propone un criterio basado en dos factores: por un lado, la desviación standard de la intensidad de precipitación,  $\sigma(R)$ , para cada estación; y por otro, el número  $n$  de datos de precipitación no nula, en esa estación.

Entonces, la desviación standard con todas las estaciones disponibles es calculada a través de la siguiente fórmula de propagación:

$$\sigma_T = \sqrt{\sum_{i=1}^m \sigma_i^2(\bar{R})} \quad (2.21)$$

Esta expresión tiene en cuenta la contribución individual de cada estación de la desviación standard de la media de  $R$  ( $\sigma_i(\bar{R})$ ), y el número de estaciones de precipitación disponibles ( $m$ ) en la región de estudio.

El promedio de la desviación standard de  $R$ , está relacionada con  $\sigma_i(R)$  de cada estación según la expresión,

$$\sigma(\bar{R}) = \frac{\sigma_i(R)}{\sqrt{n_i}} \quad (2.22)$$

donde,

$$\sigma_i(R) = \sqrt{\frac{1}{n_i - 1} \sum_{j=1}^{n_i} (R_j - \bar{R})^2} \quad (2.23)$$

Así,  $\sigma_T$  de la ecuación 2.21, nos lleva a los criterios para intervalos de clase con los rangos mostrados en la Tabla 2.4.

Tabla 2.4: Criterio para la elección del intervalo de clase.

$\sigma_T'$ (mm/6h)	Amplitud del intervalo de clase (mm/6h)
(0, 0.75]	0.5
(0.75, 1.5]	1.0
(1.5, 2.25]	1.5
(2.25, 3]	2.0
(3, 3.75]	2.5
(3.75, 4.5]	3.0
(4.5, 5.25]	3.5
(5.25, 6]	4.0
> 6	5.0

Para grandes valores de  $\sigma_T$ , con gran dispersión en los datos, es necesario determinar intervalos de clase amplios.

Una combinación del rango de valores de la desviación standard de 0 a 6 y la máxima amplitud para el intervalo de clase de R (4, con pasos de 0.5) para obtener un número razonable, resulta en un valor de 0.75 mostrado en la Tabla 2.4.

El intervalo de clase más apropiado sustenta una distribución exponencial para pequeñas intensidades de R (relacionado con el régimen regular de precipitación estratiforme), mientras que grandes anomalías (contribución de los sistemas convectivos) están presentes para altas intensidades de precipitación.

En la Figura 2.5 se muestran cuatro curvas de precipitación acumulada para diferentes amplitudes de los intervalos de clase. Para intervalos de clase muy pequeños (Fig.2.5a), se pueden observar oscilaciones de gran amplitud. Por el contrario, intervalos de clase más anchos, apenas existen anomalías en la curva.

Para dividir la precipitación total en sus dos componentes convectiva y estratiforme se ha desarrollado un algoritmo compuesto de dos partes.

La primera parte es desarrollada para determinar una curva exponencial; la segunda, para calcular una intensidad de precipitación crítica ( $R_c$ ), que separa la precipitación total en sus dos componentes. A partir de este valor umbral ( $R_c$ ), toda la precipitación con intensidad mayor que  $R_c$  será considerada convectiva, y la precipitación con intensidad menor, estratiforme y así podremos contabilizar las cantidades de cada tipo de precipitación para evaluar el régimen que existe en cada zona de estudio. Asimismo, podremos

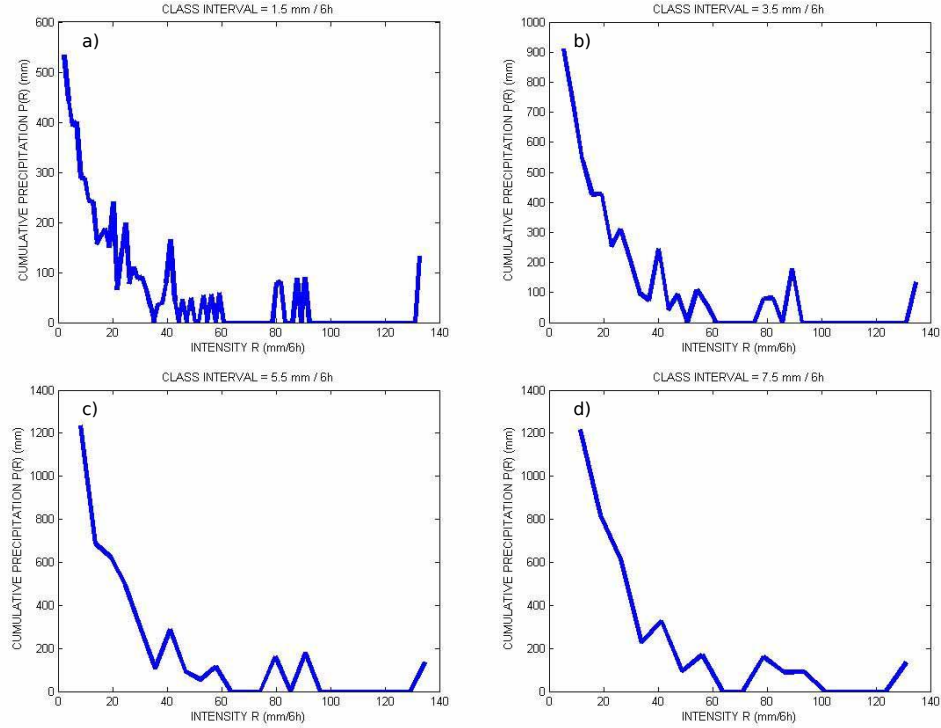


Figura 2.5: Distribución de la precipitación acumulada en Levante durante el año 2007 usando diferentes amplitudes en los intervalos de clase: a) 1.5, b) 3.5, c) 5.5, y d) 7.5 mm/6h. Se observa mayor fluctuación en intervalos más estrechos.

establecer un criterio para la clasificación de episodios lluviosos en predominantemente estratiformes o convectivos, según sea su intensidad de precipitación  $R$ , menor o mayor que  $R_c$ .

*Primera parte: ajuste exponencial.*

Las anomalías observadas en las figuras 2.5 están relacionadas con la precipitación convectiva. Entonces, el ajuste exponencial siempre debe tomar valores menores que la precipitación total acumulada ( $P$ ), para que no existan anomalías negativas y por tanto valores no reales de precipitación convectiva ( $P_c$ ). Por tanto se impone la condición de que la exponencial pase por los puntos mínimos de la función de distribución de la precipitación total acumulada.

Para realizar un buen ajuste exponencial, es necesario elegir intervalos de clase que dibujen una función con no demasiadas oscilaciones, pues no sería posible un buen ajuste

con demasiados puntos mínimos locales. Además, la posibilidad de varios más ajustes exponenciales implicaría dudas en la selección de la curva.

Por otro lado, el hecho de tener pocas (o escasas) anomalías puede limitar la información sobre los sistemas convectivos. En consecuencia, se necesita un compromiso entre no demasiadas variaciones en la curva de precipitación acumulada, y que no sea demasiado suave, casi sin anomalías. Para ello, se elige la amplitud del intervalo de clase apropiado en función de la variabilidad de la precipitación total acumulada representada por  $\sigma_T$ , que de acuerdo con la tabla 2.4, pudieran ser 3.5 mm/6h ó 5.5 mm/6h, mostrados en las figuras 2.5 b y c. Las curvas son suaves para pequeños valores de  $R$  y el término exponencial relacionado con la componente estratiforme está bien definido en ambos casos. Y para altos valores de  $R$  se encuentran múltiples oscilaciones asociadas con el dominio del régimen convectivo. Por tanto, para el propósito perseguido, los intervalos de clase mencionados son compatibles con el criterio de la tabla 2.4. Pero al ser válidos los dos, se elige el menor (3.5 mm/6h) para perder menos información sobre la precipitación convectiva.

Para cumplir con la condición de no tener valores negativos de una componente de precipitación, se identifican los puntos mínimos en la curva de precipitación total acumulada. Entonces la curva exponencial debe pasar a través de estos puntos, nunca por encima. También debe tenerse en cuenta el tratamiento del primer punto de la curva ( $R, P(R)$ ), para alcanzar un ajuste satisfactorio de la curva exponencial.

Una posible alternativa para determinar los parámetros  $A(t)$  y  $B(t)$  del ajuste sería tomar logaritmos y realizar un ajuste lineal por mínimos cuadrados:

$$P_s = A(t)e^{-B(t)R} \rightarrow \ln P_s = \ln A(t) - B(t)R \quad (2.24)$$

Sin embargo, en estudios previos ([Fraile and García Ortega, 2005](#)) se demuestra que el ajuste lineal logarítmico de la precipitación acumulada en función de la razón de precipitación a través de métodos de mínimos cuadrados para identificar  $A(t)$  y  $B(t)$  no es apropiado, pues introducen sesgos de tendencia. Esto sería equivalente a hacer un ajuste exponencial por mínimos cuadrados asignando diferentes pesos a cada punto, concediendo mayor importancia a valores altos de la variable independiente (en este caso, la intensidad de precipitación  $R$ ). Así, el ajuste sería satisfactorio para intensidades superiores, pero pobre para valores inferiores. Por tanto, esta opción no es considerada y se halla la componente estratiforme de la precipitación mediante un ajuste exponencial, mediante un proceso Monte Carlo, donde cada par de valores es asignado con el mismo peso.

Una vez realizado el ajuste, la componente estratiforme ( $P_s$ ) es sustraída de la precipitación total ( $P$ ), obteniendo así la componente convectiva ( $P_c$ ) de la precipitación como ilustra la Figura 3b.

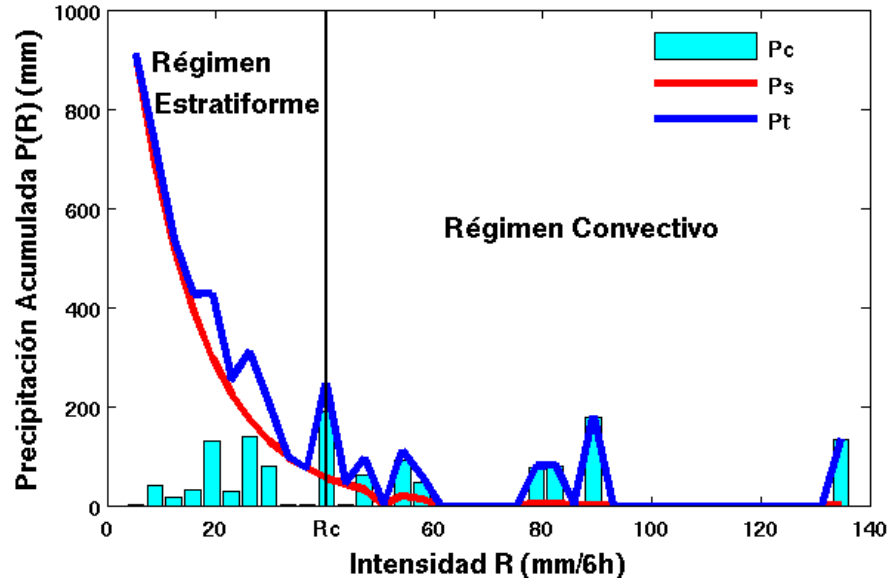


Figura 2.6: Distribución de la precipitación en función de la intensidad ( $\text{mm (6h)}^{-1}$ ). La línea azul representa la precipitación total acumulada; la línea roja, ajuste exponencial, la precipitación estratiforme y las barras, la convectiva. Ejemplo para Levante en el año 2007

*Segunda parte: intensidad de precipitación crítica.*

El segundo algoritmo se basa en un criterio para determinar el valor de una intensidad de precipitación crítica ( $R_c$ ), valor umbral para contabilizar la cantidad de precipitación convectiva y estratiforme y establecer el régimen predominante en una zona de estudio. Al mismo tiempo que va a permitir clasificar los diferentes episodios de precipitación de forma individual.

De acuerdo con Tremblay (2005), el valor óptimo de  $R_c$  separa la curva en dos regiones: el área a la izquierda de  $R_c$ , representa al régimen predominantemente estratiforme, pues la componente estratiforme excede a la convectiva ( $P_s > P_c$ ), y el área a la derecha de  $R_c$ , el régimen convectivo es dominante ( $P_s < P_c$ ). El algoritmo desarrollado identifica el valor umbral de la  $R_c$  como el valor menor de la intensidad de precipitación que al menos el 60 % de la precipitación total es contribución de la componente convectiva.

Esta condición es considerada de acuerdo a dos puntos importantes:

- Houze (1993) encontró que  $P_c$  explica alrededor del 60 % de la precipitación total de un Sistema Convectivo Mesoescalar (MCS), y Johnson and Hamilton (1988) estimaron el valor para  $P_c$  entre un 60 % y un 70 % en una línea de turbonada en latitudes medias.

- Evitar una subestimación  $R_c$ . Pudiera ser que  $P_c$  fuera ligeramente superior a  $P_s$  para un valor específico de  $R$  en el rango de intensidades bajas. Si este valor fuera aceptado como intensidad crítica, se encontrarían intensidades por encima de  $R_c$  donde la  $P_c < P_s$  que estarían incluidas dentro de un régimen convectivo presentando características estratiformes. Este tipo de situaciones se resuelven aplicando el criterio del 60 %. De esta forma, para intensidades inferiores a  $R_c$  la componente estratiforme domina claramente sobre la convectiva exceptuando algún valor puntual de  $R$  para el cual  $P_c$  pueda sobrepasar levemente a  $P_s$ .

Para el cálculo de la  $R_c$ , se propone un primer valor  $R_0$ , suficientemente pequeño sin interpretación física, para optimizar un valor final siguiendo el método de Monte Carlo.

Una vez que  $R_c$  es obtenido, se puede contabilizar en forma aproximada la cantidad de cada tipo de precipitación que se registra durante un período de tiempo en una zona de estudio determinada.

En realidad no se buscan las componentes convectivas o estratiformes puras, pues siempre estarán presentes las dos, en alguna proporción. Se trata de valorar cual de las dos domina sobre la otra para establecer una clasificación de los regímenes de precipitación predominantes.

Sin embargo, se puede establecer con la misma metodología una comparación con las componentes puras para ver con que grado de exactitud o precisión se aproximan, calculando para la componente estratiforme el área bajo la curva exponencial pura y para la componente convectiva el área de las anomalías, representada por las barras (Fig.2.6). La exactitud vendría dada en el límite, cuando las dos curvas se ajustaran perfectamente en todos los puntos mínimos locales, aunque lo normal es que haya alguno por encima del ajuste exponencial. Esta forma de calcular las componentes nos da el margen de error que estamos cometiendo al aplicar la  $R_c$ , con respecto a la componente estrictamente pura.

### 2.3.2. Clasificación de episodios de precipitación

En el apartado anterior se ha visto como se puede establecer el régimen de pluviosidad predominante en un área, en base a la cantidad de cada tipo de precipitación registrada durante un tiempo determinado.

El cálculo de la  $R_c$ , también va permitir una clasificación individual de los episodios lluviosos, considerando su valor como umbral. Esta identificación individual se refiere a observaciones en una localización concreta u observatorio pluviométrico dentro de la región que define la intensidad de precipitación crítica en base a la distribución estadística descrita en el apartado anterior.



Los fenómenos que registren una intensidad de precipitación superior a  $R_c$  (en mm/6h) estarán asociados a un régimen convectivo, mientras que aquellos en los que  $R < R_c$  estarán relacionados con regímenes estratiformes.

Sin embargo, puede ocurrir que en un área prevalezca un régimen de lluvias, y producirse episodios de precipitación característicos de otro régimen. Por tanto, también es interesante analizar la frecuencia con que se producen los distintos tipos de fenómenos lluviosos e incluso hecer subclasificaciones, relacionándolos con otros parámetros o con las condiciones sinópticas de la atmósfera en ese momento.

Para la primera clasificación de episodios en predominantemente convectivos o estratiformes, se procede al cálculo de  $R_c$  en varios períodos de tiempo, y así poder obtener un valor promediado como referencia,  $\bar{R}_c$ , relacionado con la climatología del terreno, con el que comparar las intensidades de los episodios registrados en las estaciones pluviométricas.

Esta parte de la metodología está basada en la construcción de una nueva serie de datos, con la suma de 6 datos de precipitación horaria (al haber elegido un intervalo de tiempo de 6 horas para el cálculo de  $R_c$ ), consecutivos y con solapamiento.

La nueva serie, también horaria, se forma con la precipitación acumulada en las 6 horas anteriores, contribuyendo un mismo dato de precipitación horaria a 6 datos consecutivos de la nueva serie de precipitación acumulada en 6 horas.

Esto se realiza en base a que un episodio lluvioso puede comenzar en cualquier momento y para clasificarlo se debe tener en cuenta la precipitación acumulada en las 6 horas anteriores.

Se analizará esta nueva serie de datos para la clasificación de fenómenos de precipitación (Fig.2.7). Cada vez que la serie de precipitación acumulada supera el valor umbral de  $\bar{R}_c$ , se produce un episodio convectivo. En el caso de que se produzca precipitación y no supere este valor umbral, será precipitación de carácter estratiforme.

El proceso se aplica a las estaciones meteorológicas separadamente. Una vez realizada la clasificación de los episodios de precipitación nos centraremos en los convectivos, se analizará su frecuencia y algunos de los parámetros que los caracterizan. Los parámetros estudiados los definimos como:

*'Precipitación máxima en una hora por episodio'*: Es la máxima cantidad de precipitación acumulada en una hora dentro del mismo episodio convectivo.

*'Precipitación máxima en 6 horas'*: Es la máxima cantidad de precipitación acumulada en 6 horas en un episodio convectivo.

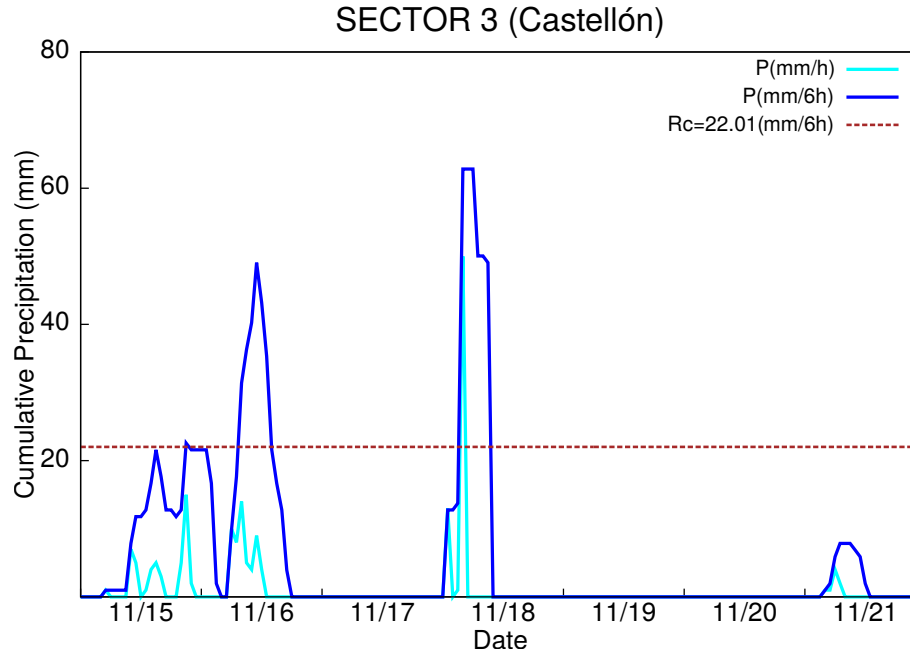


Figura 2.7: Fragmento de una serie de precipitación horaria (azul claro) con su serie asociada de precipitación (azul oscuro) acumulada en 6 horas y el valor de la  $\bar{R}c$  ( $22.01 \text{ mm (6h)}^{-1}$ ). Ejemplo para la estación de Castellón en otoño del 2010.

'*Duración del episodio convectivo*': Tiempo que transcurre desde el comienzo hasta el final del episodio lluvioso sin interrupción en la precipitación. Cada episodio convectivo puede incluir:

- a) Precipitación no convectiva. Ya se ha mencionado anteriormente que las dos componentes de la precipitación están presentes en cualquier episodio. Se trata de ver cual es la que domina en tiempo e intensidad. También puede ser que el episodio de precipitación, considerado convectivo, tenga una cola de precipitación de características estratiformes, pero por el criterio adoptado esté contabilizado en la cantidad de precipitación registrada.
- b) Más de un evento convectivo. Es decir que la línea que representa la serie de datos acumulados en 6 horas supera el valor umbral de  $\bar{R}c$  más de una vez sin haber dejado de registrarse precipitación en superficie. Es el caso de los sistemas convectivos mesoescalares que se reactivan.

*'Precipitación total acumulada'*: Precipitación acumulada durante todo el episodio en una estación meteorológica particular.

## 2.4. Resumen

En este capítulo se ha tratado de clarificar los pasos que se seguirán en la realización del trabajo desarrollado y que se completará con el análisis de los resultados en capítulos posteriores. El procedimiento se ha justificado, a su vez, en base a los conceptos físicos en los que se apoyan los procesos meteorológicos que intervienen en la precipitación. Desde la gran escala, donde se producen procesos de precipitación más regular, a la que se define como estratiforme, hasta la mesoescala, donde se suelen formar los sistemas convectivos en los que los episodios de precipitación fuertes son más frecuentes.

No hay que olvidar que ambos tipos de precipitación no son excluyentes y pueden coexistir en un mismo sistema e incluso, la propia precipitación puede cambiar de carácter a medida que se va desarrollando el fenómeno, disipándose o intensificándose según las características térmicas o dinámicas presentes en la atmósfera.

Tampoco se puede obviar el relevante papel que juegan los parámetros de la microfísica de nubes, ya que son el último eslabón de la cadena para la producción de precipitación en forma y cantidad, siendo crucial las velocidades verticales y el tiempo de permanencia en la nube de las gotas o cristales de hielo, para distinguir entre precipitación convectiva o estratiforme. Es por ello, que según la precipitación registrada durante un intervalo de tiempo determinado se puede llegar a conclusiones relevantes con respecto a su origen y desarrollo.



## Datos y Metodología Aplicada

### 3.1. Introducción

El estudio de cualquier trabajo científico necesita de la observación para la obtención de unos datos. En concreto, para nuestro caso, es la observación meteorológica la que nos proporciona datos tanto directos como indirectos, para ser tratados mediante una metodología. La descripción de estos datos es esencial, para poder analizar los resultados con mayor coherencia.

La observación meteorológica debe cumplir con unas normas establecidas de forma universal por la OMM, tanto en unidades de medida como en la hora de observación.

Respecto al horario de observaciones, éste se ajusta al la 'Tiempo Legal' (Hora oficial de cada huso horario) para su aplicación a la estadística en el estudio del clima, mientras que la 'Hora Universal' (UTC, Universal Time Coordinated) o 'Tiempo Universal Coordinado', se utiliza en sinóptica para sus aplicaciones en los distintos partes meteorológicos de información y previsión.

Las observaciones fundamentales en Climatología son las de las 07, 13 y 18 horas, mientras que Meteorología sinóptica son las de las 0000 0600 1200 y 1800 UTC, aunque el horario completo de observaciones sería cada tres horas ([Jansá Guardiola, 1985](#)). Algunos observatorios dan partes de los datos observados cada hora e incluso información diezminutal, para variables de máximo interés.

En el conjunto de todas las observaciones se puede establecer una clasificación en 'ordinarias' o 'especiales', siendo las primeras, aquéllas que contienen exclusivamente datos sobre el estado mecánico y térmico de la atmósfera (presión, temperatura, humedad, viento, precipitación) o datos visuales (visibilidad, nubosidad, óptica), mientras que las especiales se refieren a otro tipo de datos relacionados con la composición y comportamiento de la atmósfera (química atmosférica, acústica, electricidad, radiación, etc.)

Algunas de estas variables pueden ser medidas con aparatos, sin embargo otras no, en las que el observador da información de lo que capta sirviéndose de sus sentidos, especialmente de la vista. En cambio, las primeras, se efectúan a través de lecturas que, cualquiera que sea la naturaleza de la variable, los aparatos reducen la operación de medida a longitud o ángulo, únicas magnitudes medidas directamente.

Todo lo mencionado anteriormente son características importantes a la hora de detallar la descripción de datos. Por ello, en el presente capítulo, se expone en primer lugar, el conjunto de datos utilizados, con sus fuentes, lugar de origen y propiedades de los mismos. La segunda parte del capítulo muestra la zona de estudio y división en sectores según sus características climáticas y finalmente, en la tercera sección se aplica la metodología explicada en el capítulo anterior 2.3.1, que nos proporcionará una serie de valores ( $R_c$ ), los cuales servirán como nuevos datos para volver a ser tratados.

## 3.2. Bases de datos

Es de suma importancia disponer de una base de datos lo más completa posible y de fuentes variadas para poder comparar y ser lo más objetivos posible en las conclusiones del análisis de resultados. Dentro de las redes de observación existentes: directa (en superficie, observatorios; en altura, radiosondeos) y remota o teledetección (satélites meteorológicos, radares y red de descargas eléctricas), se han utilizado en la realización de este estudio, tanto datos de fuentes directas de observación en superficie, como remotas de imágenes de satélites para diferentes etapas en el estudio.

Por otro lado se ha intentado cubrir el estudio con un registro de datos lo más amplio posible: series temporales lo más largas disponibles y mayor densidad espacial, distribuidas lo más uniformemente posible que permite la infraestructura del área de observación. Las diferentes bases de datos han sido proporcionadas por organismos nacionales e internacionales (AEMET, ECMWF, EUMETSAT), especificadas en cada una de las secciones dedicadas a ellas.

### 3.2.1. Datos observados de precipitación

Los primeros datos que se han utilizado y fundamentales en el desarrollo de este trabajo han sido de los precipitación superficial observada. La precipitación es un proceso, que desde el punto de vista de la medición meteorológica, es inverso a la evaporación (físicamente sería la condensación), pues la precipitación devuelve al suelo el agua que en principio se evaporó. Por tanto las medidas de ambos son semejantes y se pueden utilizar las mismas unidades, aunque la precipitación es mucho más irregular y discontinua.

Las tres formas básicas de precipitación son lluvia, nieve y granizo, aunque dentro de éstas hay varias subcategorías. La cantidad de precipitación líquida recogida se mide

en milímetros ( $mm$ ), según la altura de la capa de agua en una superficie horizontal sin filtración ni evaporación. Esto equivale a un volumen de  $1\text{ dm}^3$  ó  $1\text{ l}$ , cuando la superficie es de  $1\text{ m}^2$ . Por tanto se pueden utilizar ambas expresiones según interese. En el caso de nieve, se mide en  $cm$ , pues  $1\text{ cm}$  de nieve equivale aproximadamente a  $1\text{ mm}$  de agua. Esta regla hay que tomarla con cuidado, ya que va a depender del tipo de nieve considerada. Para el granizo se suele hablar también de  $cm$ , pero es muy difícil establecer una correspondencia exacta con el equivalente de agua líquida. Sin embargo, todas las estaciones registran la precipitación en décimas de mm.

La cantidad de precipitación caída durante un intervalo de tiempo determinado se registra con el *pluviómetro*.

Pero mientras que el pluviómetro sólo da la cantidad de precipitación recogida durante los intervalos entre observaciones, el *pluviógrafo* es un instrumento de registro continuo que da una gráfica con la estructura del fenómeno, así como su distribución en función del tiempo, su intensidad, etc. El más usado en la actualidad, es el de sifón, mostrado en la figura 3.1, con un esquema de los elementos de los que consta y un diagrama de un registro de observaciones, como ejemplo. Actualmente, la mayoría de estaciones son automáticas con una resolución temporal diezminutal.

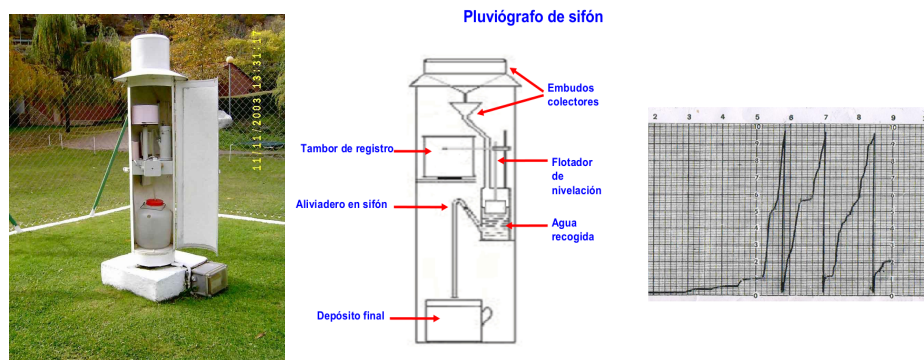


Figura 3.1: Pluviógrafo con esquema de los componentes y gráfica con registro de observaciones.

Una vez mencionados los principales instrumentos de medida para la obtención de datos de precipitación, nos centramos en los datos propiamente dichos.

La principal base de datos utilizada ha sido una serie temporal de datos de precipitación acumulada por horas desde 1998 hasta 2014, provista por la Agencia Estatal de Meteorología de España (AEMET), a la que le ha sido aplicada la metodología de separación en componentes, base del presente trabajo.



Con esta serie de datos horaria, se pretende densificar la serie temporal, además de profundizar en detalle el análisis de los resultados, con toda la información que nos aporta el tener datos cada hora.

### 3.2.2. Datos del Proyecto TOGA-COARE

El proyecto TOGA-COARE (Tropical Ocean Global Atmosphere-Coupled Ocean Atmosphere Response Experiment), es un programa de observación y modelización que consta de dos subprogramas: el primero, relativo al océano tropical y atmosfera global (TOGA), centrado en la predicción de fenómenos climáticos a escala anual y mensual. Parte del Programa de Investigación del Clima del Mundo (WCRP), y fue establecido por la Organización Meteorológica Mundial (WMO) y el Consejo Internacional de Reuniones Científicas (ICSU) con el objetivo de determinar qué extensión del clima puede predecirse y la influencia antropogénica sobre el clima. En vista del papel del océano en las variaciones del clima, el programa TOGA es soportado por la comisión Intergubernamental Oceanográfica de la Unesco.

Pero a pesar de los progresos en el programa TOGA (Tropical Ocean Global Atmosphere), una serie de importantes obstáculos aparecen antes de lograr el principal objetivo: la predicción de la variabilidad del sistema acoplado océano-atmósfera en escalas de tiempo de meses a años. El primero de estos obstáculos es la comprensión de la física que mantiene y perturba el oeste cálido del Pacífico, la región de temperatura superficial del mar más cálido en los océanos abiertos, que coexiste con la mayor precipitación anual y la liberación de calor latente en el ambiente. Aunque se cree que la zona de agua caliente es un "centro de acción" para los fenómenos de El Niño-Oscilación del Sur (ENSO) en el océano y la atmósfera, la simulación exitosa de ésta ha seguido siendo un objetivo difícil de alcanzar.

Para obtener una comprensión más clara del cambio climático global, el fenómeno ENSO y la variabilidad intraestacional del sistema atmósfera-océano acoplado, se requiere una mejor especificación del acoplamiento del océano y la atmósfera. Para ello se amplía el programa TOGA con una segunda parte, TOGA COARE, en el que se observa una respuesta del sistema acoplado océano-atmósfera ([Webster and Lukas, 1992](#)).

Los objetivos científicos de COARE son describir y comprender: a) los principales procesos responsables del acoplamiento del océano y la atmósfera en el sistema de calentamiento del Pacífico occidental; b) los principales procesos atmosféricos que organizan la convección en la región de calentamiento; d) la respuesta oceánica a la combinación de la flotabilidad y forzamiento del viento en la región de calentamiento del Pacífico occidental, y e) la influencia que las interacciones océano-atmósfera puedan afectar a otras regiones en diferentes escalas y viceversa.

Para llevar a cabo los objetivos de TOGA COARE, se definen tres componentes en campos diferentes: interfaz, atmosférica y oceanográfica. El diseño experimental requiere un complejo conjunto de observaciones oceanográficas y meteorológicas de una variedad

de plataformas que llevarán a cabo mediciones in situ y remotas, para la obtención de datos de alta calidad, con los que se calculan los flujos interfaciales de calor, momento y humedad.

El último objetivo del conjunto de datos COARE es mejorar las parametrizaciones de la interacción aire-mar y la capa límite de modelos del océano y la atmósfera, y la validación de los modelos acoplados. En nuestro caso concreto, el período utilizado es coincidente con la serie temporal de precipitación superficial horaria observada en las estaciones meteorológicas, aunque el área no es exactamente coincidente debido a que los datos del proyecto TOGA-COARE se distribuyen según una red de puntos a escala de igual longitud y latitud. En la actualidad se puede trabajar con una resolución de hasta  $0,125^\circ \times 0,125^\circ$  en los datos, en este trabajo se han utilizado series de precipitación total, precipitación convectiva y precipitación a gran escala o estratiforme con resolución de  $1^\circ$ , con el objetivo de comparar y poder validar el algoritmo de separación en componentes. Estas series de datos temporales han sido proporcionadas por el Centro Europeo de Predicción a Medio Plazo (ECMWF, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts).

### 3.2.3. Índices de teleconexión

Otros datos utilizados en esta memoria, en concreto en el desarrollo del Capítulo 5, son las series temporales de índices de algunos patrones de teleconexión climáticos, para posteriormente compararlos con las cantidades de cada una de las componentes de la precipitación.

Los patrones de teleconexión climáticos se encuentran más o menos alejados de la región donde analizamos las variables meteorológicas, relacionadas con temperatura y precipitación. Son varios los patrones atmosféricos que tienen influencia sobre la PI ([Rodríguez-Fonseca and Rodríguez-Puebla, 2010](#)), pero básicamente son tres los que más afectan: Oscilación del Atlántico Norte (NAO), Oscilación Mediterránea Occidental (WeMO), estudiados en el Capítulo 5 y ENSO (El Niño Southern Oscillation).

La NAO tiene unos efectos más importantes en la distribución de la precipitación invernal al oeste, centro y suroeste del país, mientras que la WeMO afecta a la variabilidad de precipitación de la fachada mediterránea de la Península Ibérica, especialmente en otoño ([Esteban Parra et al., 1998](#)).

El Niño tiene unos efectos menos importantes en la distribución de la precipitación peninsular, aunque parece que tiene una correlación más directa con la precipitación de las Baleares y la costa mediterránea ([Mariotti et al., 2002](#); [van Oldenborgh, 2005](#)).

Para calcular la influencia de las teleconexiones en la precipitación se elaboran índices de estos patrones atmosféricos, basados en las anomalías de presión con respecto a los valores medios climatológicos. Así la NAO se calcula a partir de la diferencia de presión atmosférica que existe entre Islandia y las Islas Azores o Lisboa ([Wallace and Gutzler,](#)

1981; Barnston and Livezey, 1987; Hurrell, 1995). Estos índices son positivos cuando las bajas presiones se encuentran al norte del continente y las altas presiones al sur. Los índices negativos resultan cuando la localización de bajas y altas presiones es a la inversa. Las precipitaciones son más elevadas de lo normal al oeste, suroeste y centro de la Península con índices negativos de la NAO, mientras que son más escasas con índices positivos en los lugares mencionados.

La WeMO se obtiene con la diferencia entre la presión atmosférica de San Fernando de Cádiz y Padua (Italia), un índice positivo implica que la presión es más elevada en la ciudad gaditana que en la ciudad italiana, con precipitaciones inferiores a las normales en la costa del Mediterráneo, mientras que el negativo se da cuando la presión es más baja al SW de la Península que al norte de Italia, normalmente con precipitaciones superiores (Martín-Vide and López-Bustins, 2006; López-Bustins et al., 2008).

Por último, el ENSO se calcula a partir de la diferencia de presión entre Tahití y Darwin (Rasmusson and Carpenter, 1982). El patrón positivo de ENSO (El Niño), consiste en una presión atmosférica superior en el este del océano Pacífico, que conlleva importantes trombas de aguas en la costa del oeste de América del Sur y sequías en el océano Índico occidental (Australia, Filipinas, Nueva Zelanda). Sin embargo, el patrón negativo (La Niña), implica precipitaciones más escasas de lo normal en la costa sudamericana y más intensas al oeste del Pacífico.

Utilizaremos los índices de estos tres principales patrones de teleconexión que afectan a la PI durante todo el período de nuestro estudio (1998-2014). Los valores de NAO y ENSO son obtenidos del centro de predicción climática de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data>), mientras que los del índice WeMO son proporcionados por Martín-Vide y López-Bustins de la Universidad de Barcelona (<http://www.ub.edu/gc/English/wemo.htm>), que se basan en las series barométricas diarias recogidas dentro del marco del proyecto europeo IMPROVE (*Improved understanding of past climatic variability from early daily European instrumental sources*) (Camuffo and Jones, 2002).

#### 3.2.4. Imágenes de satélite

Por último, en el Capítulo 6, se han utilizado datos de observación remota procedentes de uno de los satélites Meteosat de segunda generación (MSG), el satélite Meteosat-10, que provee imágenes del disco terrestre. Estas imágenes son proporcionadas por EUMETSAT.

El Meteosat-10 (MSG) fue lanzado el 5 de julio de 2012 desde el Centro espacial de Guayana y el tiempo de duración del combustible se estima hasta 2022. Posicionado a 0 grados y a 36.000 km de altura sobre el ecuador, en una órbita geostacionaria, opera sobre Europa y África y proporcionándonos imágenes en tiempo real de todo el disco terrestre cada 15 minutos.

Se espera que cada satélite Meteosat permanezca en órbita de forma operativa al menos 7 años. Se mantienen dos satélites en órbita y se lanza uno nuevo cuando se aproxima el final del más antiguo.

Los satélites MSG llevan como instrumentos, el SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager), que observa la Tierra en un espectro de 12 canales, y el GERB (Geostationary Earth Radiation Budget), radiómetro infrarrojo-visible para estudios de balances de radiación terrestre.

Los datos provistos por el instrumento SEVIRI de los MSGs, soportan un amplio rango de aplicaciones tales como una detallada monitorización de la convección que pueda desarrollarse en tormentas severas, detección de nieblas, tormentas de polvo o cenizas o evaluación de las características de masas de aire.

El sistema de satélites de segunda generación MSGs es establecido bajo la colaboración de EUMETSAT y ESA (European Space Agency), para garantizar la continuidad de las observaciones meteorológicas desde una órbita geostacionaria, continuando la labor de los satélites meteosat de primera generación (información recopilada de <http://www.eumetsat.int/website/home/Satellites/CurrentSatellites/Meteosat/index.html>).

Para nuestro estudio las imágenes utilizadas son las de canal infrarrojo (IR120) y vapor de agua (WV062) provistas por SEVIRI cada 15 minutos. Se han escogido aquellas secuencias temporales que coinciden con situaciones de episodios convectivos significativos.

### 3.3. Área de estudio

La PI tiene una extensión de aproximadamente unos  $583\,832\text{ km}^2$  dentro de cuyos límites geográficos se encuentran la España peninsular (con unos  $504\,000\text{ km}^2$ ), Portugal, Andorra, Gibraltar y la franja meridional francesa.

Dada su extensión, topografía y características geográficas con una importante presencia de cordilleras montañosas y cuencas hidrográficas, la PI presenta una diversidad en los regímenes pluviométricos que se ven influenciados por un efecto marino, el Océano Atlántico en el norte y oeste peninsular y el mar Mediterráneo en el este; por un efecto semi-continental en las zonas del interior debido a su extensión; una influencia de las masas de aire procedentes del norte de Europa y un efecto semi-árido por la proximidad al continente africano.

Para contribuir al conocimiento de los diferentes regímenes de precipitación y la evolución de éstos, se hace necesario el estudio de las componentes de la precipitación, puesto que su diferente comportamiento permite deducir la influencia de los agentes

dominantes en cada región de la PI y área mediterránea (ya que se incluyen las islas Baleares).

Para el análisis de tales componentes se han utilizado datos sobre el área de la España Peninsular e Islas Baleares, por su cercanía a la Península y disposición en la red de datos, con lo que se obtendrá una visión más amplia del área mediterránea.

### **Estaciones pluviométricas**

El número de estaciones meteorológicas que registran datos horarios no son muy abundantes con respecto a las que ofrecen datos diarios, por lo que, en comparación, las series temporales no son muy largas ni numerosas. En el año 1998 había 58 estaciones disponibles que se han ido incrementando hasta 63 en el año 2001, para tener una mayor uniformidad en la distribución espacial de datos. Aunque se van incorporando nuevas estaciones a este servicio en la red de medidas horarias, se ha mantenido el número de 63 hasta el final del período de estudio para mantener una uniformidad en la densidad de los datos utilizados en el presente trabajo. Ha sido excluida la estación de Navacerrada, por tener características completamente distintas al resto de las estaciones de la misma zona. Su serie de datos de precipitación registra cantidades mucho mayores que distorsionarían los resultados promediados en la zona. No había disponibilidad de datos del resto de estaciones de alta montaña.

Las estaciones que aportan este tipo de datos son automáticas, incluidas las estaciones clásicas que también tienen estaciones manuales, pero éstas se usan para medidas temporales de menor frecuencia. Una tabla con las estaciones utilizadas, sus indicativos según la OMM, coordenadas geográficas y altitud se puede ver en el apéndice A, y en la figura 3.2 se pueden observar las localizaciones de las estaciones en la PI e islas Baleares.

#### **3.3.1. Regionalización de la Península Ibérica**

Dada la diversidad climática del área de estudio, es conveniente realizar una regionalización en diferentes sectores, para una mejor aproximación de los resultados a cada una de las zonas con diferentes características geográficas y pluviométricas. De este modo también se podrá realizar una comparación del comportamiento estacional entre las diferentes regiones.

El uso de la red de estaciones disponibles de AEMET permite realizar la clasificación o regionalización en base a precipitaciones totales acumuladas de las estaciones más próximas.

Si observamos la PI, desde un punto de vista pluviométrico, se pueden distinguir diferentes zonas por la cantidad de precipitación recogida tanto anual como estacionalmente. Por tanto, para la regionalización se ha tenido en cuenta la serie histórica de pluviosidad

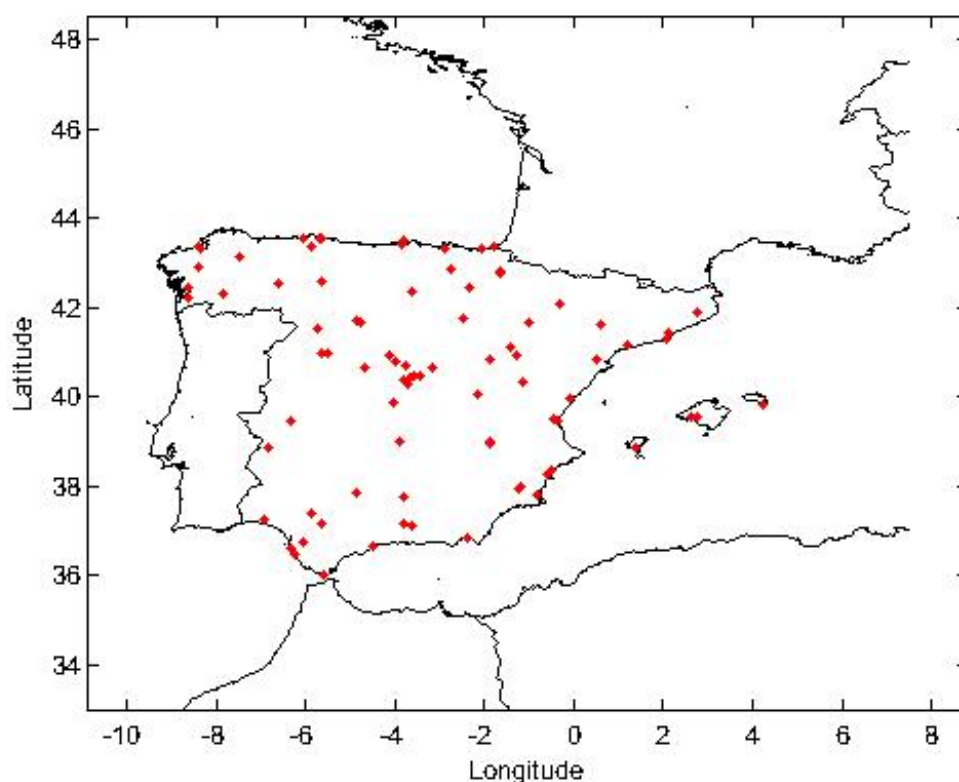


Figura 3.2: Mapa de la PI con las localizaciones de las distintas estaciones meteorológicas utilizadas en el estudio.

en las diferentes estaciones, donde el punto de partida es el mapa climático de la PI (disponible en [http://www.aemet.es/serviciosclimaticos/datosclimatologicos/atlas\\_climatico](http://www.aemet.es/serviciosclimaticos/datosclimatologicos/atlas_climatico)) donde se observan diferentes zonas pluviométricas, claramente distinguibles por su color (Fig.3.3), referidas a la precipitación media anual de los últimos 30 años. En esta división inicial, también se ha tenido en cuenta las características geográficas, como la situación de las dos mesetas en el centro de España, con la presencia de algunos sistemas montañosos (Sistema Central e Ibérico) o las depresiones del Guadiana y Guadalquivir influenciadas por la presencia del Golfo de Cádiz. Se han buscado áreas amplias para mantener un número pequeño de zonas.

Aunque aparentemente pueda estar claro a qué zona pertenece cada estación, existen algunas estaciones de dudosa caracterización, sobre todo las limítrofes, con lo que el estudio de la agrupación nos lo aclarará.

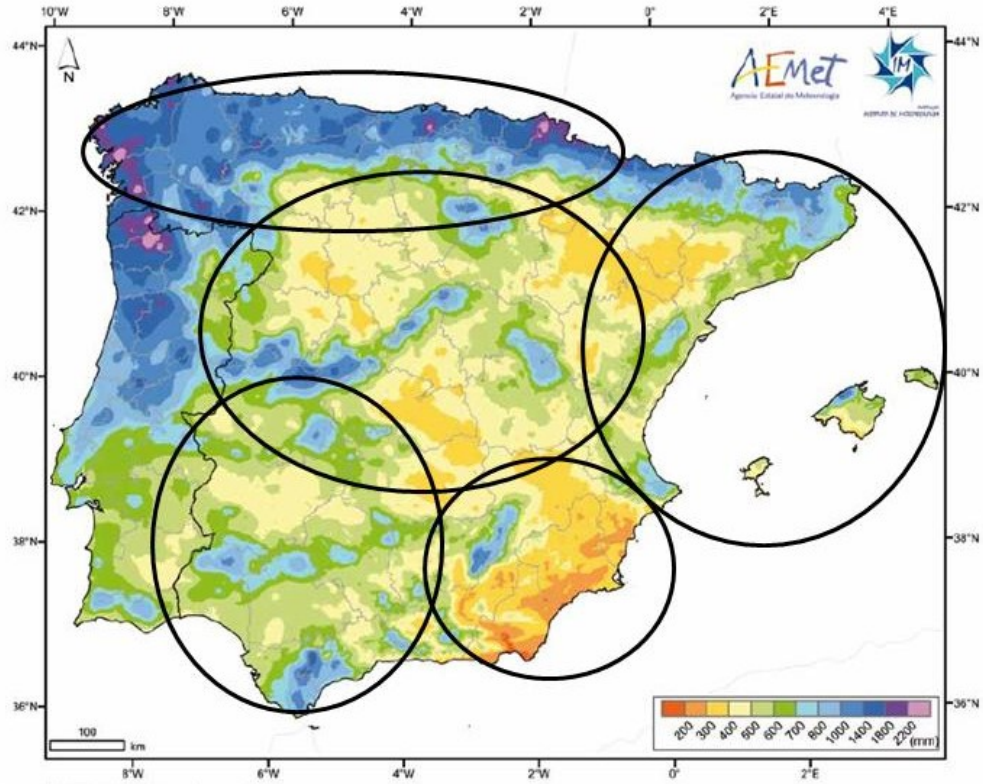


Figura 3.3: Mapa de la PI con las distintas áreas pluviométricas (diferentes círculos) basado en la precipitación anual media (Chazarra A. et al., 2011).

### Análisis de Clúster

Para llevar a cabo la regionalización y, posteriormente definir los zonas de características comparables, ha sido llevado a cabo un análisis de clúster con todas las estaciones de precipitación horaria de AEMET (63 en total). Han sido excluidas las estaciones repetidas en un mismo lugar y la estación de Navacerrada por tener una altitud de 1900 m y condiciones microclimáticas excepcionales dentro de la zona donde se encuentra situada, lo que hace comportarse de forma muy diferente a sus estaciones más cercanas y distorsionaría los resultados.

La regionalización ha sido llevada a cabo a través de un análisis de clúster o conglomerados basado en el método de las *k-means* (Mc Queen, 1967).

Al realizar un análisis de clúster se crean grupos de objetos que son similares unos con respecto a otros. Cada uno puede ser definido como un vector en función de unas

variables que serán las elegidas para realizar la agrupación. En el caso que nos ocupa, los objetos son las estaciones disponibles, y las variables elegidas son: la distancia entre estaciones y la precipitación media mensual registrada en los últimos 30 años, puesto que se pretende tener estaciones cercanas, contiguas y con régimen pluviométrico similar. La distancia entre estaciones se refleja a través de la latitud y longitud de cada estación, y respecto a la precipitación, se utiliza la media mensual por la disponibilidad de un mayor registro en la serie temporal de datos mensuales que de precipitación horaria. Por tanto, dado que la distancia entre estaciones se calcula en base a su longitud y latitud, los objetos (estaciones) se pueden expresar como:

$$est1 = (lon_1, lat_1, P_1) , \text{ para la estación 1,}$$

$$est2 = (lon_2, lat_2, P_2) , \text{ para la estación 2,}$$

y así sucesivamente, donde *est* es una determinada estación, y *lon*, *lat*, las coordenadas geográficas para esa estación.

Para llevar a cabo la clasificación, se requiere una definición para la similaridad entre objetos (estaciones) basado en la distancia multivariante  $d_{12}$ . Para computarla, se ha utilizado la distancia euclidiana, que es simplemente la distancia más corta entre dos puntos en el espacio multivariado y la más intuitiva para la medida de la similaridad.

$$d_{12} = \sqrt{(lon_1 - lon_2)^2 + (lat_1 - lat_2)^2 + (P_1 - P_2)^2} \quad (3.1)$$

Particularmente, la distancia euclidiana con las medias de los k grupos (clusters) se usa como medida para la diferencia entre grupos.

Se computan las similaridades entre todos los pares de la misma variable basados en la distancia euclidiana y se procede a una iteración para determinar los centros de clústers y maximizar las diferencias entre grupos. Finalmente, se realiza una clasificación en grupos (Marzban and Sandgathe, 2006; Ding and He, 2004; Honarkhah and Caers, 2010; Press et al., 2007).

Es importante evaluar previamente las propiedades de los datos antes de aplicar el algoritmo para agrupar los objetos. Se debe considerar qué variables son prioritarias y sus valores absolutos, ya que puede haber grandes diferencias. Clasificar los conglomerados con similaridad significativa y separarlos en clústers depende de la similaridad interna y las diferencias entre grupos. Seguidamente, se agrupan en rangos diferentes según su similaridad y se construye un árbol jerárquico (dendograma).

En nuestro estudio, se han considerado 5 clusters, bien diferenciados, basados en el mencionado mapa climático, para poder llevar a cabo el análisis de clúster de las estaciones disponibles (63) con datos horarios.



Después de haber aplicado el procedimiento de '*clustering*' para la agrupación de las estaciones, se han obtenido como resultado los siguientes sectores: Sector S1 (Norte), S2 (Centro), S3 (Levante), S4 (Suroeste) y S5 (Sureste) mostrados en diferentes colores en el mapa de la Fig. 3.4.

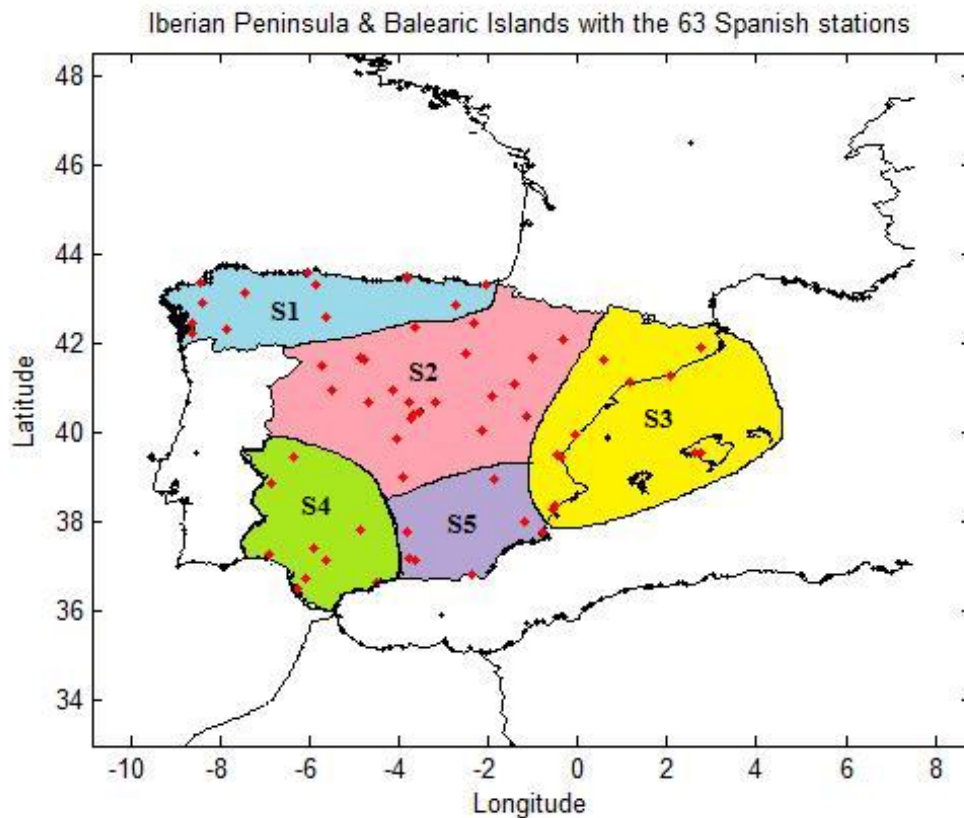


Figura 3.4: Mapa de la PI e Islas Baleares con los distintos sectores: S1 (Norte), S2 (Centro), S3 (Levante), S4 (Suroeste), S5 (Sureste), después de aplicar el análisis de clúster.

En el Apéndice A, también se puede ver las estaciones correspondientes a cada uno de los sectores, de forma agrupada, atendiendo a este análisis de clúster. Cada estación está acompañada de su índice según la OMM. Obviamente, las áreas más extensas consisten en un mayor número de estaciones para cubrir la región entera, en proporción similar a los datos disponibles de la superficie considerada.

Estos 5 sectores cubren un rango de precipitaciones donde los regímenes pluviométricos son diferentes, dependiendo de si están afectados por el área mediterránea, que conlleva mayor número de episodios de fuertes lluvias en cortos períodos de tiempo (Kutiel et al., 1996), como ocurre en el Levante y Sureste de la PI (Llasat Botija et al., 2007), o afectados por fuertes calentamientos y efectos de convergencia a escala mesoescalar, como puede ser en el centro y suroeste de la PI, típicamente al final del verano o principios de otoño. El norte de la PI, sin embargo, está afectada por la influencia de sistemas de escala sinóptica, presencia de bajas presiones y frentes activos procedentes del Océano Atlántico y Cantábrico con frecuente entrada de masas de aire del norte.

Todo ello contribuye a que el comportamiento de la precipitación en las diferentes estaciones del año sea distinto. Estas diferencias quieren ser detectadas y cuantificadas en este trabajo y determinar hasta qué punto, cada uno de los factores del clima influye tanto sectorial como estacionalmente, siempre desde la perspectiva de la separación de componentes de la precipitación.

### 3.4. Tratamiento de datos observados

Después de haber obtenido los 5 sectores a partir del análisis de clúster, se aplica a los datos disponibles de precipitación horaria, la metodología explicada en la Sección 2.3 del capítulo anterior. Aunque se haya seleccionado una determinada área de estudio y dividido en 5 sectores, dicha metodología puede ser extrapolada a cualquier otra zona con distinta extensión dependiendo de los datos disponibles, pudiendo profundizar y detallar en un análisis más o menos localizado.

En esta sección se expone, por un lado, el cálculo de umbrales de precipitación convectiva o intensidades críticas de precipitación, estacionalmente para cada uno de los sectores, y por otro lado, la construcción de una nueva serie de datos '*six-horarios*', que serán utilizados en la identificación de los episodios convectivos.

#### 3.4.1. Cálculo de intensidades críticas de precipitación

Para cuantificar las cantidades de las diferentes componentes de la precipitación y poder valorar el régimen pluviométrico de cada sector, el primer paso abordado es el cálculo de la intensidad crítica,  $R_c$ , definida en la Sección 2.3 del Capítulo 2, donde se presentó el algoritmo de separación en componentes. Recordemos que  $R_c$  es el valor umbral a partir del cual toda la precipitación es considerada convectiva. Este cálculo de  $R_c$  dependerá de la distribución de las intensidades de precipitación en ese período de tiempo.

Así, se puede observar como en un mismo sector y para una misma estación del año,  $R_c$  puede ser relativamente bajo o alto, según sean las tasas de precipitación y cómo

estén repartidas en todo el dominio de intensidades. En la Figura 3.5 se pueden ver algunos ejemplos de distribuciones de precipitación en base a la intensidad y donde se han indicado los distintos valores de  $R_c$  para distintos otoños en el norte peninsular (S1), siendo el mayor valor 26.25 mm/6h en 2002 y 2010, y el menor valor 10.50 mm/6h en 1998, seguido de 11.25 mm/6h en 2014. Todos los demás se encuentran dentro de este rango de valores.

Con estas diferencias en los resultados, se necesita realizar el cálculo del mayor número de ellas posible, y así poder aplicar un tratamiento estadístico adecuado, como corresponde al comportamiento de la precipitación.

En las gráficas de dicha figura, también se puede observar como las anomalías o valores de precipitación que superan la distribución exponencial, predominan para intensidades de precipitación más altas, incluso llegando a ser inapreciable la cantidad de precipitación estratiforme a partir de cierto valor, como por ejemplo para  $R = 32$  mm/6h en 1998,  $R = 40$  mm/6h en 2002,  $R = 25$  mm/6h en 2003,  $R = 28$  mm/6h en 2008 ó  $R = 36$  mm/6h en 2010.

En algunos casos se intuyen episodios puramente convectivos de forma aislada para valores extremos: 93 mm/6h en 2002; 36.5 mm/6h, 42.5 mm/6h y 47.5 mm/6h en 2003; 45.5 mm/6h y 50.5 mm/6h en 2005 ó 59 mm/6h y 92.5 mm/6h en 2014.

A veces no ha resultado posible la aplicación de esta metodología debido a la escasez de precipitación, o incluso habiéndose podido aplicar, se obtienen unos valores de intensidades críticas tan bajos que resultan inaceptables como valor umbral de episodios convectivos. Estas situaciones suelen ser más características en los sectores del sur peninsular (S4 y S5) donde los veranos son muy secos, aunque se puede dar en cualquier sector donde se haya registrado poca precipitación en una determinada estación del año.

### Variabilidad y tendencias de $R_c$

Ya hemos visto que al realizar los cálculos de las diferentes  $R_c$ , se observa una gran variabilidad, en su evolución a lo largo de las series temporales utilizadas. Primero, causado por la forma de la distribución y las cantidades de precipitación registradas durante ese período de tiempo y en ese sector; y segundo, por el ajuste exponencial a través del método Monte Carlo, que incorpora una fuerte componente aleatoria a pesar de las restricciones impuestas.

Esta variabilidad se puede apreciar en las figuras 3.6, ??, ??, 3.9, 3.10 donde los distintos valores de  $R_c$  son cronológicamente mostrados estacionalmente para cada sector.

Se podría pensar en algunas tendencias para algunos períodos estacionales (primaveras en S1, S2 y S3 y verano en S5), pero la gran variabilidad no denota una confianza firme. Sin embargo, el comportamiento en su evolución es estacionalmente similar en S1 y S3, aunque con diferencias en valores absolutos (más altos en S3, normalmente con

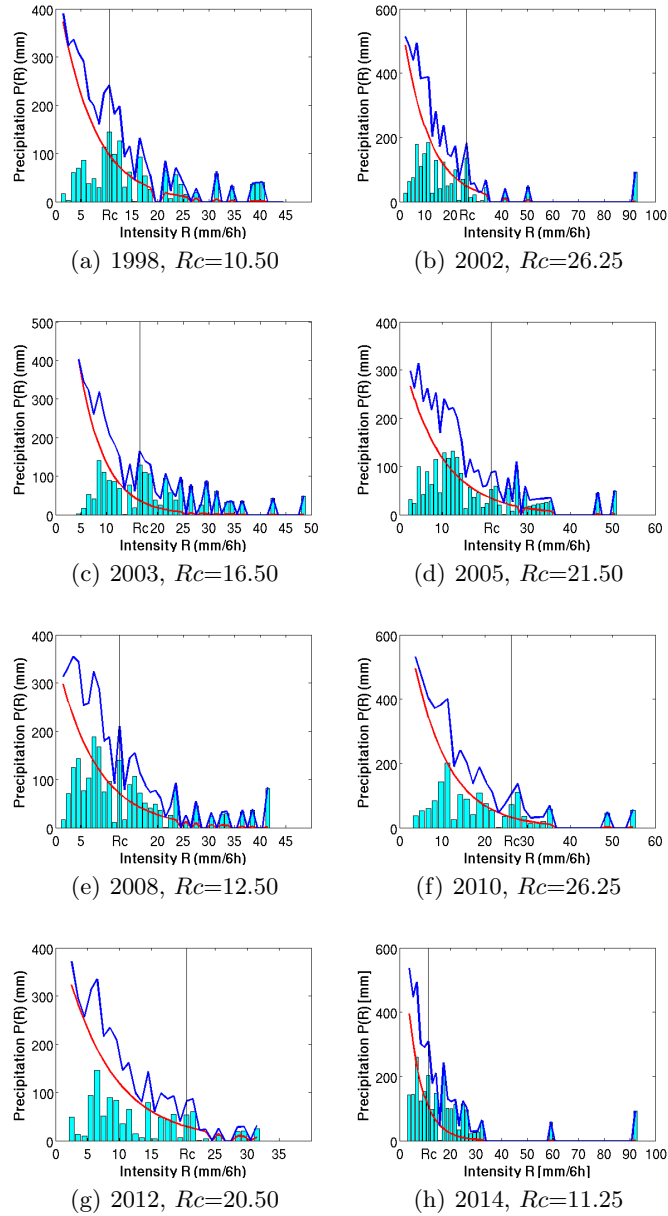


Figura 3.5: Cálculo de  $R_c$  para un mismo sector S1, en distintos otoños. Se pueden apreciar los puntos en los que se cumplen el criterio de que al menos el 60 % de precipitación total sea convectiva en las barras que se encuentran por encima del ajuste exponencial en un 20 % como mínimo. El menor valor del eje de abscisas (Intensidad de precipitación en mm/6h) que cumple este requisito será la  $R_c$  para ese período.

razones de precipitación mayores), presentando ambos una mayor pendiente negativa en primavera, que puede ser inducida por la disminución de la precipitación total o la reducción general de las intensidades de precipitación. El caso del verano de S5, provoca una gran incertidumbre sobre este resultado. El resto de tendencias son poco significativas, aunque con una notable irregularidad.

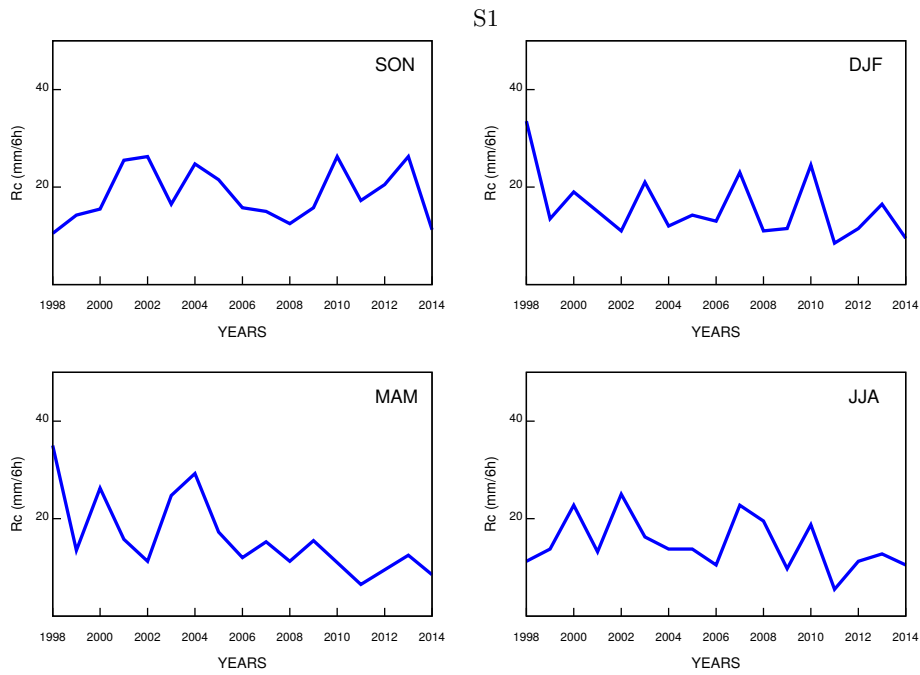


Figura 3.6: Evolución de  $R_c$  para el Norte, en cada período estacional: otoño (SON), invierno (DJF), primavera (MAM) y verano (JJA).

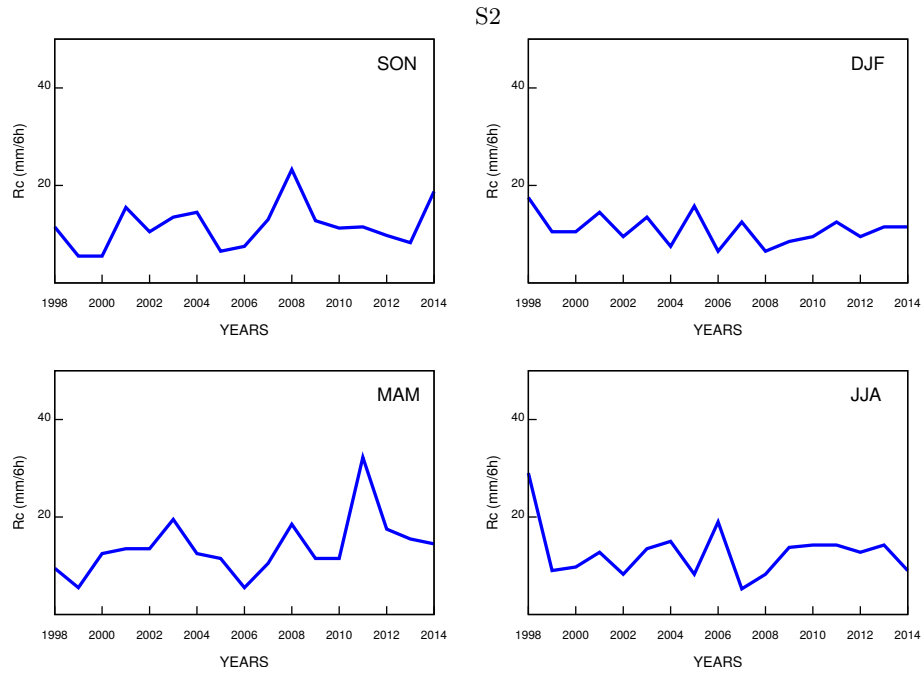


Figura 3.7: Evolución de  $R_c$  para el Suroeste peninsular.

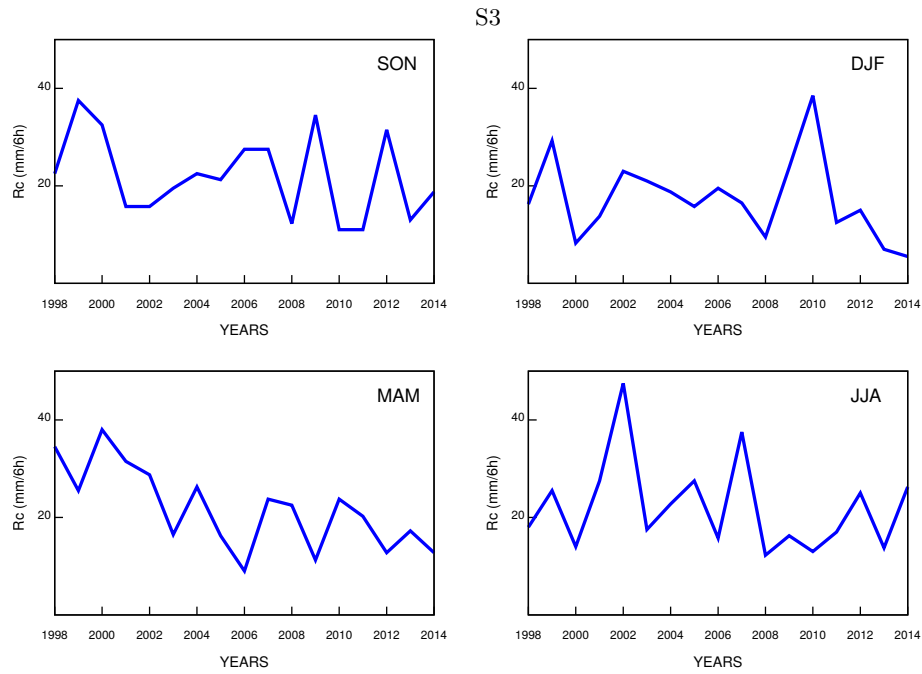


Figura 3.8: Evolución de  $R_c$  para el Sureste peninsular.

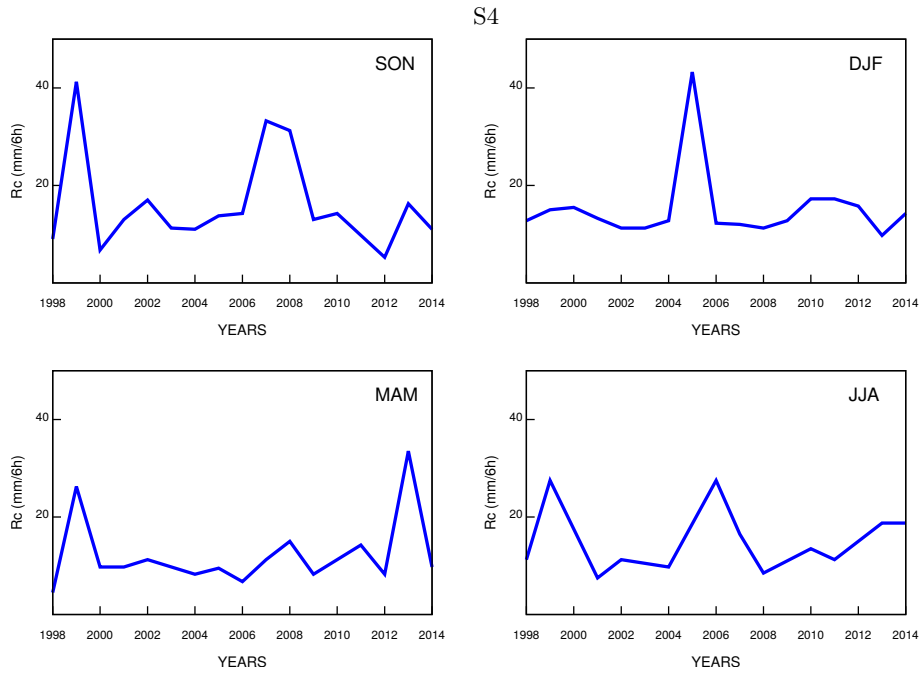


Figura 3.9: Evolución de  $R_c$  para el Suroeste peninsular.

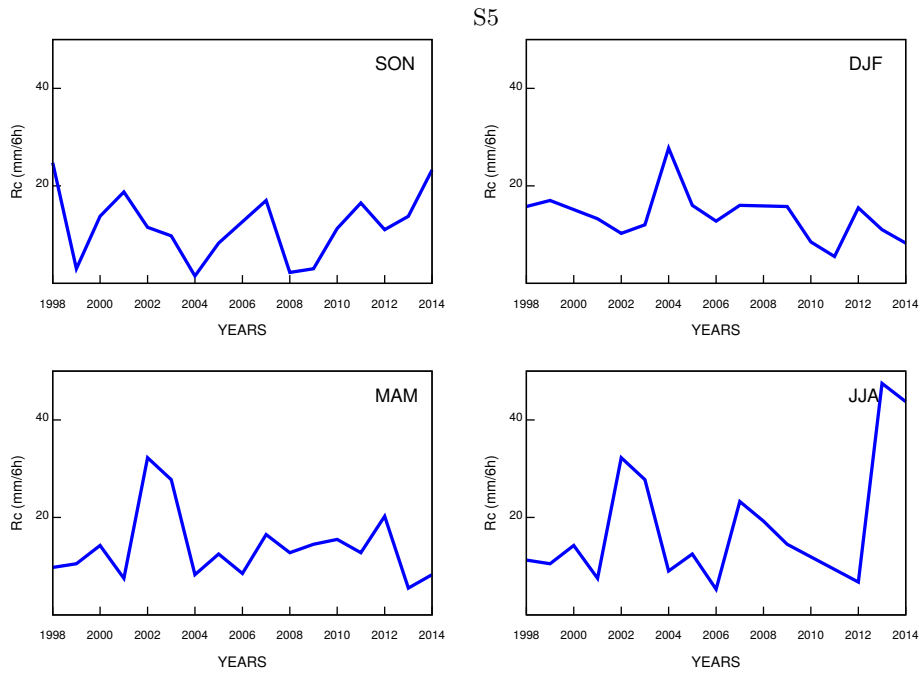


Figura 3.10: Evolución de  $R_c$  para el Sureste peninsular.

Para dar un valor único por sector, se ha calculado una media estacional, ( $\bar{Rc}$ ), con todas las  $Rc$  obtenidas en cada sector. Este valor es necesario para poder identificar los fenómenos predominantemente convectivos a lo largo del período completo. En el cálculo del valor promedio, sólo se han tenido en cuenta aquellos valores mayores que 10 mm/6h, pues valores inferiores a éste, no se consideran apropiados como valor umbral para una posterior clasificación e identificación de episodios predominantemente convectivos y, consecuentemente, distorsionaría el resultado que se utilizará como referencia para dicha clasificación. También este valor será útil para realizar comparaciones interanuales.

Con ello, todas las intensidades críticas se pueden resumir en un grupo de 20, uno por cada 5 sectores y 4 estaciones (Table 3.1 ). Los sectores S4 y S5 presentan unos valores poco fiables en verano, debido a la habitual escasez de precipitación en esta época del año, como se ha mencionado anteriormente.

Tabla 3.1: La tabla exhibe los diferentes valores  $\bar{Rc}$  en mm/6h, para cada estación y sector.

Rc (mm/6h)	S1	S2	S3	S4	S5
Otoño (SON)	17.73	14.18	22.01	18.50	16.15
Invierno (DJF)	16.68	13.43	20.92	15.56	15.39
Primavera (MAM)	18.81	15.48	23.25	16.68	17.23
Verano (JJA)	15.73	15.85	21.90	18.75	24.22

Con respecto a los valores medios, S3 es el sector que presenta los valores más altos en su conjunto, y S2 los valores más bajos, además con menor irregularidad. Un análisis más profundo de los resultados, se hará en los capítulos posteriores, ya que en éste, nos hemos centrado en el tratamiento de los datos y obtención de los valores de  $Rc$  como herramienta, para separación de las componentes de precipitación y clasificación e identificación de episodios lluviosos.

### 3.4.2. Configuración de series *six-horarias*

En el último apartado de este capítulo, dedicado a los datos y metodología aplicada, no podemos eludir la presentación de una nueva serie de datos de precipitación acumulada cada 6 horas, contruídos en base a los datos horarios. Esta nueva serie es la que será analizada para la identificación de los episodios convectivos, ampliamente discutida en el Capítulo 6.



Como cualquier episodio lluvioso puede comenzar en cualquier instante, se ha construido la serie de forma continua, hora a hora, acumulando la precipitación en las 6 horas anteriores. De esta forma, se podrá valorar en qué momento se cumple el requisito de que se supere el valor de referencia  $\bar{R}c$ , para ese sector, en un determinado período estacional. En la Tabla 3.2, se muestra un ejemplo de una secuencia de 48 horas, para la estación de Castellón durante los días 19 y 20 de septiembre de 2001, con la construcción de su serie *six-horaria* asociada.

Aunque los datos se muestran en décimas de mm, se puede observar cómo a las 21:00 h, la precipitación acumulada en las 6 horas anteriores, supera el valor  $\bar{R}c = 22.01$  mm/6h, para este sector (S3) en otoño, lo que conllevaría a considerar el episodio del cual procede esa precipitación acumulada, desde las 17:00 h del día 19 hasta las 3:00 h del día 20, de carácter predominantemente convectivo. Estas horas están marcadas como las de inicio de precipitación continua, ya que entre las 16:00 h y 17:00 h del día 19, la precipitación registrada es 0 y lo mismo ocurre entre las 03:00 h y 04:00 h del día siguiente.

Podría ponerse en duda, que este episodio tuviera una duración de 13 horas en vez de 10, es decir, empezara 3 horas antes, incluyendo las horas previas en que se ha producido precipitación y que habiendo sido interrumpida, contribuyen a la superación de  $\bar{R}c$ . Sin embargo, el criterio adoptado para definir la duración de un episodio lluvioso, ha sido desde el inicio de precipitación hasta el final sin interrupción, con lo que la contribución 'extra' de precipitación, estaría fuera de este episodio y conformaría otro distinto, aunque se encontraran ambos relacionados con la misma situación mesoescalar o sinóptica. Además, el episodio considerado convectivo cumple el requisito de superación de  $\bar{R}c$  por sí mismo.

El episodio de 2 horas, desde las 14:00 hasta las 16:00 h del día 19, no supera el valor de la  $\bar{R}c$  por sí solo, aunque sí lo hicieran para una cantidad de precipitación acumulada proporcional a su duración. No obstante, según el criterio establecido, no se tendría en cuenta como convectivo, en todo caso una iniciación de la convección en la atmósfera.

Otro caso sería el de las 12:00 h del día 20, que superando también la intensidad crítica que sería requerida para una hora, se encuentra aislado pero pocas horas después del convectivo, con lo que se puede considerar una pequeña reactivación de la convección atmosférica, pero sin identidad suficiente como para considerarlo otro episodio convectivo.

Al tratarse de estaciones meteorológicas individuales, los episodios de precipitación superficial registrados, serán clasificados para ese lugar concreto, lo que no quiere decir que el episodio sea exclusivo de esa estación, dependiendo de su extensión y duración. En el Capítulo 6, se tratará la caracterización de episodios convectivos en base a esta idea de registros de precipitación que superan los umbrales marcados por  $Rc$  y considerando la duración de la precipitación continuada.

Tabla 3.2: La tabla muestra los diferentes valores de precipitación acumulada para cada hora y cada 6 horas en décimas de mm, en un ejemplo de una secuencia de 48h, los días 19 y 20 de septiembre de 2001, para la estación de Castellón (Levante) en el sector S3.

19/9			20/9		
Hora	Pacum./h	Pacum./6h	Hora	Pacum./h	Pacum./6h
	$10^{-1}mm$	$10^{-1}mm$		$10^{-1}mm$	$10^{-1}mm$
1	0	0	1	21	436
2	0	0	2	48	468
3	0	0	3	11	378
4	0	0	4	0	249
5	0	0	5	0	181
6	0	0	6	0	80
7	0	0	7	0	59
8	0	0	8	0	11
9	0	0	9	0	0
10	0	0	10	0	0
11	0	0	11	0	0
12	0	0	12	6	6
13	0	0	13	0	6
14	0	0	14	0	6
15	20	20	15	0	6
16	60	80	16	0	6
17	0	80	17	0	6
18	75	155	18	0	0
19	9	164	19	0	0
20	16	180	20	0	0
21	101	261	21	0	0
22	129	330	22	0	0
23	68	398	23	0	0
24	101	424	24	0	0

### 3.5. Resumen

En el presente capítulo se he realizado en primer lugar, un barrido por las bases de datos que han sido utilizadas en el desarrollo del trabajo que da lugar a esta memoria. Desde los datos originales, precipitación superficial horaria observada, hasta los contruídos en base a ellos para utilizarlos en otras fases del trabajo, precipitación six-horaria. Otras bases de datos, que serán utilizadas de forma colateral en estudios de comparación en los próximos capítulos: los procedentes del proyecto TOGA COARE, para la validación del método de separación en componentes, los índices de teleconexión, para comprobar el grado de influencia de cada uno de los patrones climáticos sobre la PI o las imágenes de satélites para confirmar e ilustrar ciertos resultados, han sido explicados con información descriptiva y las fuentes de donde han sido obtenidos, y en el último caso, se ha considerado oportuno, sino también ver el contexto actual de los productos vigentes existentes.

En segundo lugar, se ha explicado cómo se han tratado los datos de precipitación horaria. Estos se han distribuido según las localizaciones de los observatorios donde han sido registrados, aplicando un análisis de clúster para una regionalización de toda la zona de estudio, debido a la variabilidad climática de la PI. Se han utilizado las variables más significativas y apropiadas: registro histórico de precipitación mensual y las coordenadas geográficas de las estaciones disponibles con precipitación horaria, dando lugar a 5 sectores: S1 (Norte), S2 (Centro), S3 (Levante), S4 (Suroeste) y S5 (Sureste).

Una vez realizada la sectorización, los datos se han tratado según la metodología explicada en la Sección 2.3, dando lugar a los valores para las intensidades de precipitación críticas,  $R_c$ . Un valor medio de todas estas  $R_c$ s para todo el período de estudio (1998-2014), en cada sector y estación del año, nos proporciona un valor de referencia,  $\bar{R}_c$ , útil para la identificación de episodios convectivos. Por último, se expone cómo se configura una nueva serie de datos six-horaria, que posteriormente se utiliza para la clasificación y análisis de episodios de precipitación.

Finalmente, cabe señalar que los resultados obtenidos de la separación de la precipitación en componentes, mostrados en este capítulo, serán utilizados en el próximo Capítulo 5, para realizar una valoración de la influencia que tienen distintos patrones climáticos de teleconexión sobre cada una de ellas según los distintos sectores de la PI, y en el Capítulo 6, para la identificación de episodios de precipitación convectiva en base a los umbrales de intensidad de precipitación establecidos.

## Análisis de las Componentes de la Precipitación<sup>\*</sup>

### 4.1. Introducción

A partir de este capítulo se analizarán los resultados obtenidos en las distintas etapas del trabajo, estando el presente centrado en las componentes de la precipitación convectiva y estratiforme, tanto desde un punto de vista del predominio de cada una de ellas, como de su evolución a lo largo del período de estudio (1998-2014).

Los resultados obtenidos después de aplicar la metodología explicada en la Sección 2.3.1, y aplicada a nuestra serie temporal de datos horarios observados en superficie (3.4.1), serán evaluados en cada uno de los 5 sectores resultantes del análisis de clúster: S1 (Norte), S2 (Centro), S3 (Levante), S4 (Suroeste) y S5 (Sureste), expuesto en la Sección 3.3.1.

Se abordarán los objetivos relacionados con el análisis del régimen de precipitación y tendencia de cada componente, tanto espacialmente, según la distribución de los sectores identificados, como temporalmente, según el comportamiento de su evolución estacional y anual. Finalmente, se hará un estudio comparativo con los resultados obtenidos del proyecto TOGA COARE (3.2.2), para validar la metodología utilizada.

### 4.2. Separación de la precipitación en componentes

Para la separación en componentes de la precipitación, se pueden utilizar dos interpretaciones o lecturas que, manteniendo la misma idea, tiene diferentes matices. Una, considerando que todo evento de precipitación está constituido por una componente estratiforme con un comportamiento regular, que se ajusta a la distribución exponencial

---

<sup>\*</sup> Los principales contenidos de este capítulo están incluidos en la sección de resultados en: Ruiz-Leo, A.M., Hernández E., S. Queralt, G. Maqueda *Atmos. Res.*, **47**, 308-325.

explicada ya, y otra componente convectiva, representada por la anomalía respecto a la anterior. La segunda interpretación considera eventos de precipitación convectivos aquellos que superan un cierto umbral de intensidad de precipitación.

El estudio de las componentes de precipitación total, convectiva y estratiforme, ha sido desarrollado en base a estas dos lecturas de un mismo ajuste exponencial, para cada período estacional y anual. Esto nos permitirá comparar y ver el margen de error de los resultados obtenidos con cada interpretación en las componentes y por tanto, en su evolución y regímenes predominantes. Cada una de estas dos lecturas se expone en las siguientes subsecciones 4.2.1 y 4.2.2.

#### 4.2.1. Separación basada en el ajuste exponencial

En una primera lectura o interpretación de la metodología utilizada, calculando los puntos mínimos de la distribución de la precipitación total (Fig. 4.1 (a)) y pasando a través de ellos (Fig. 4.1 (b)) con el ajuste exponencial realizado, se puede contabilizar la cantidad de precipitación estratiforme como el área bajo la curva puramente exponencial (Fig. 4.1 (c)) y la cantidad de componente convectiva, como el área que cubren las anomalías desde el ajuste hasta la distribución de la precipitación total (Fig. 4.1 (d)), representado a su vez por un diagrama de barras cuya altura significa la precipitación de carácter convectivo en cada intervalo de intensidad de precipitación definido (Fig. 4.1 (e)).

Según esta lectura, cada intervalo de intensidad de precipitación registrada (distribución de precipitación total) tiene parte de precipitación estratiforme y parte de precipitación convectiva. A medida que aumenta la intensidad de precipitación total, aumenta la proporción de precipitación convectiva y disminuye la estratiforme, estando ambas componentes presentes a lo largo de todo el registro de intensidades. En la realidad, esto no sucede de una forma continua, como se puede observar en las gráficas de la Figura 4.1, pues a parte de las anomalías, pueden existir algunos intervalos de intensidad de precipitación superior con menor cantidad de componente convectiva que la existente en un intervalo de intensidad inferior. Sin embargo, teniendo en cuenta el comportamiento generalizado de la precipitación, estas observaciones se pueden eludir aproximando a una función teórica y con el tratamiento estadístico de los datos.

Las cantidades resultantes de cada componente según las áreas son expuestos en la Subsección 4.2.3, que a su vez son comparados con los resultados de la segunda lectura mostrados en el siguiente apartado.

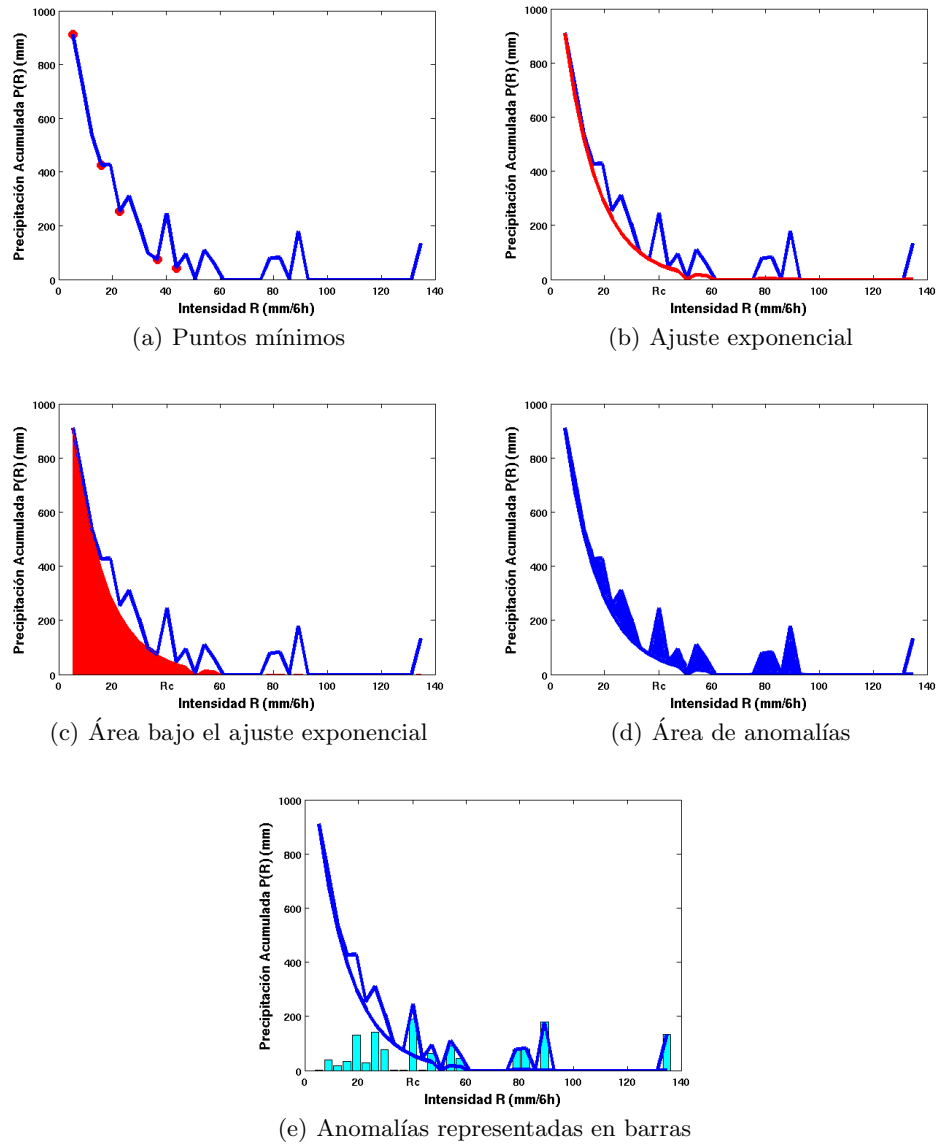


Figura 4.1: Procedimiento para el cómputo de las cantidades de las componentes de precipitación según la primera lectura, basada en el cálculo del área bajo la curva exponencial y de las anomalías.

#### 4.2.2. Separación basada en el cálculo de $R_c$

Para completar la metodología, se aplica la segunda parte del algoritmo con el cálculo de la intensidad crítica, basado en el criterio del valor umbral o menor razón de intensidad en la que se cumple que el 60 % de la precipitación total es convectiva debido a la anomalía correspondiente, y a partir de dicho valor umbral, se considera toda la precipitación total con intensidades superiores como convectiva (Sección 2.3 del Capítulo 2).

Aunque se ha dicho en la sección anterior que en todo el rango de intensidades existen ambas componentes en distintos porcentajes, esta nueva interpretación será fundamental para decidir el régimen predominante en cada sector, pues a partir de ese valor umbral las precipitaciones serán dominadas, en general, por la componente convectiva y, en su caso, el régimen asociado sería el convectivo.

Dado que en nuestras latitudes, y en concreto, en la PI, existe un comportamiento estacional claramente diferenciado, los resultados se presentan como: SON (septiembre, octubre y noviembre) para el otoño, DJF (diciembre, enero y febrero) para el invierno, MAM (mayo, abril y mayo) para primavera y JJA (julio, julio y agosto) para verano. Las figuras 4.2-4.6 muestran el desglose de la precipitación total para cada uno de los sectores y estaciones que, serán evaluados posteriormente. En ellas se presenta la evolución a lo largo de todos los años estudiados, de la precipitación total (línea roja) registrada en cada sector (normalizada a un observatorio promedio) y la precipitación separada en las correspondientes componentes estratiforme (línea verde) y convectiva (línea azul). Además se muestran las líneas de tendencia en cada caso. Se observan importantes diferencias en la precipitación total y las tendencias en los distintos sectores, así como en términos estacionales. Lo que concuerda con la idea general de la climatología en España.

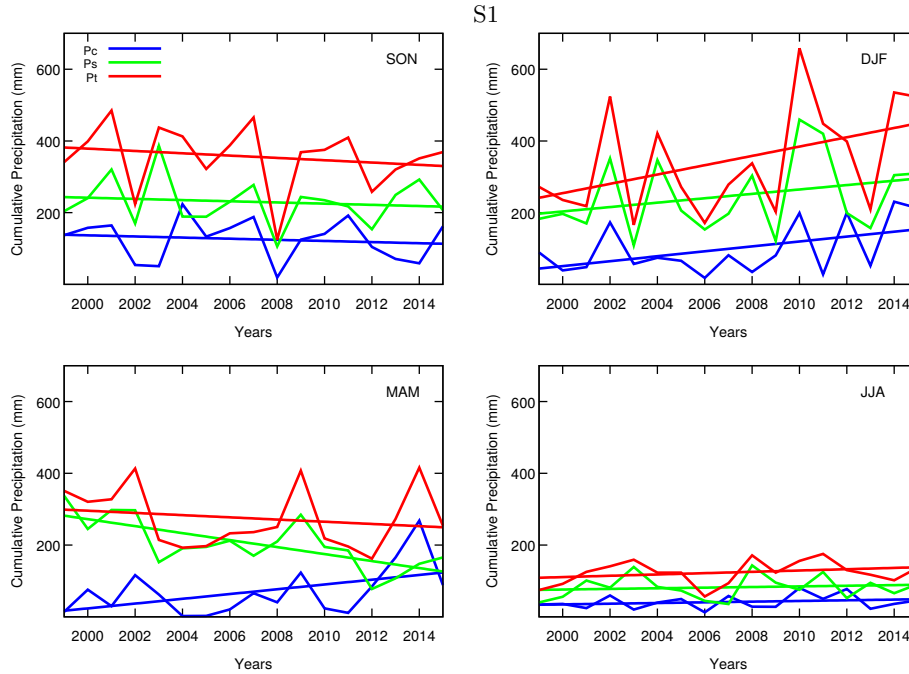


Figura 4.2: Evolución de la precipitación total (Pt) y sus componentes para el sector S1 (Norte). La línea roja representa la precipitación total, la línea verde, componente estratiforme y la azul, la convectiva. Las rectas son los ajustes de regresión lineal para cada una de las tendencias.

#### 4.2.3. Comparación de resultados de las dos lecturas

La comparación de las dos lecturas anteriormente expuestas, nos permite ver las diferencias entre las cantidades resultantes para cada componente de precipitación. Un promedio de los porcentajes de precipitación convectiva frente a la total de cada una se muestra en la Tabla 4.1. Los valores porcentuales de precipitación convectiva se refieren a la precipitación convectiva utilizando el criterio de umbral de intensidad de precipitación o  $R$  crítica,  $Pc(Rc)$ , y el referido a la precipitación representada por el área por encima de la curva exponencial,  $Pc(a)$ .

Se puede observar que, en casi todos los casos, salvo alguna excepción, la cantidad de precipitación convectiva según la primera lectura, contabilizada a través del área de las barras, es mayor.

Esto es razonable, puesto que en el dominio de bajas intensidades, donde predomina la componente estratiforme, también se produce algo de precipitación convectiva (véase la gráfica de la Fig.4.1), mientras que en el dominio de altas intensidades, la precipitación convectiva domina casi de forma absoluta a partir de un valor determinado, ya que



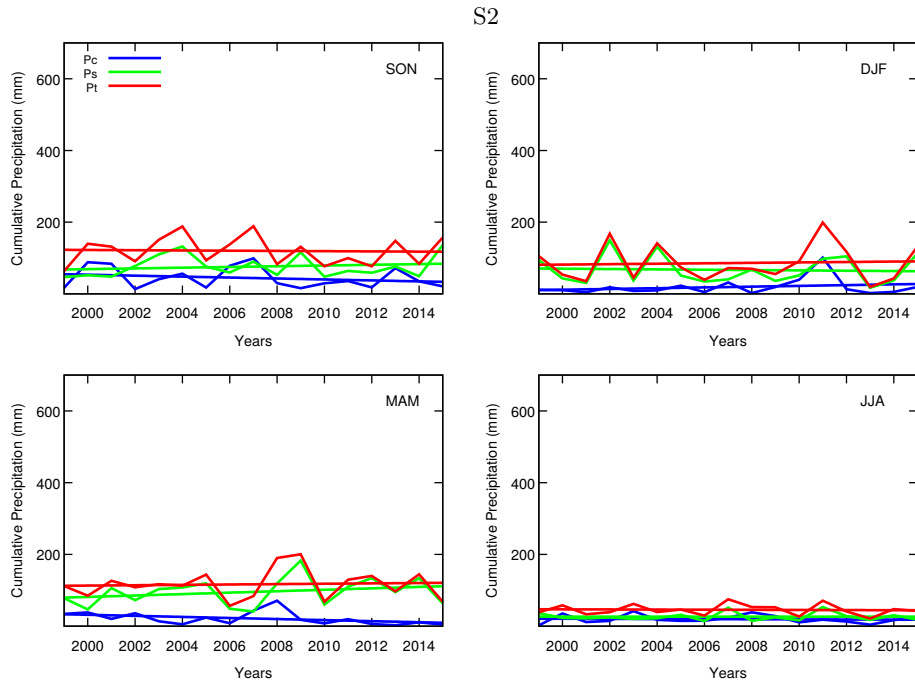


Figura 4.3: Evolución de  $P_t$  y sus componentes en cada estación del año para el sector S2 (Centro).

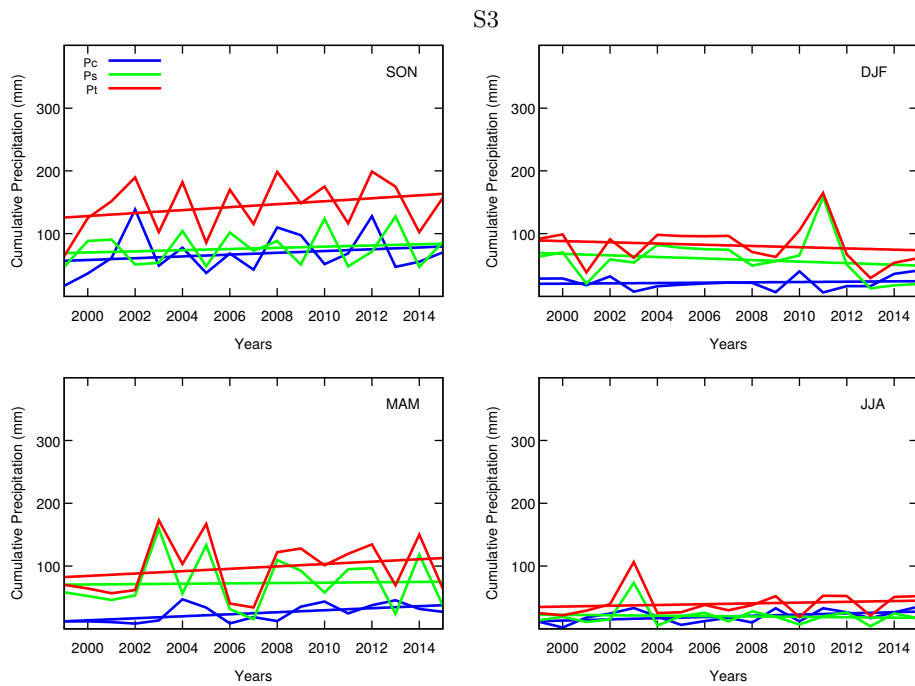


Figura 4.4: Evolución de  $P_t$  y sus componentes en cada estación del año para el sector S3 (Levante).

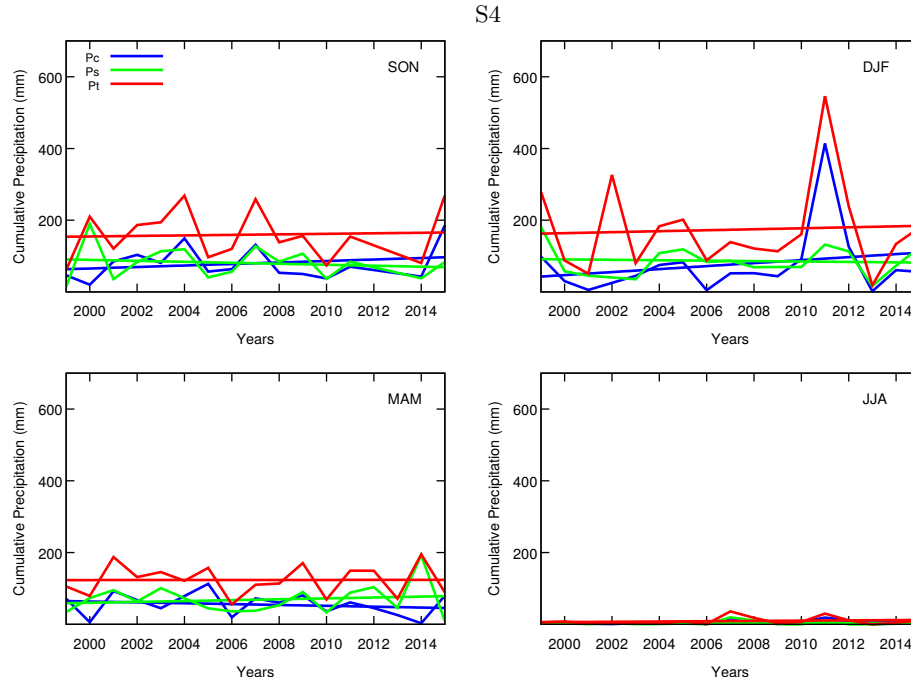


Figura 4.5: Evolución de Pt y sus componentes en cada estación del año para el sector S4 (Suroeste).

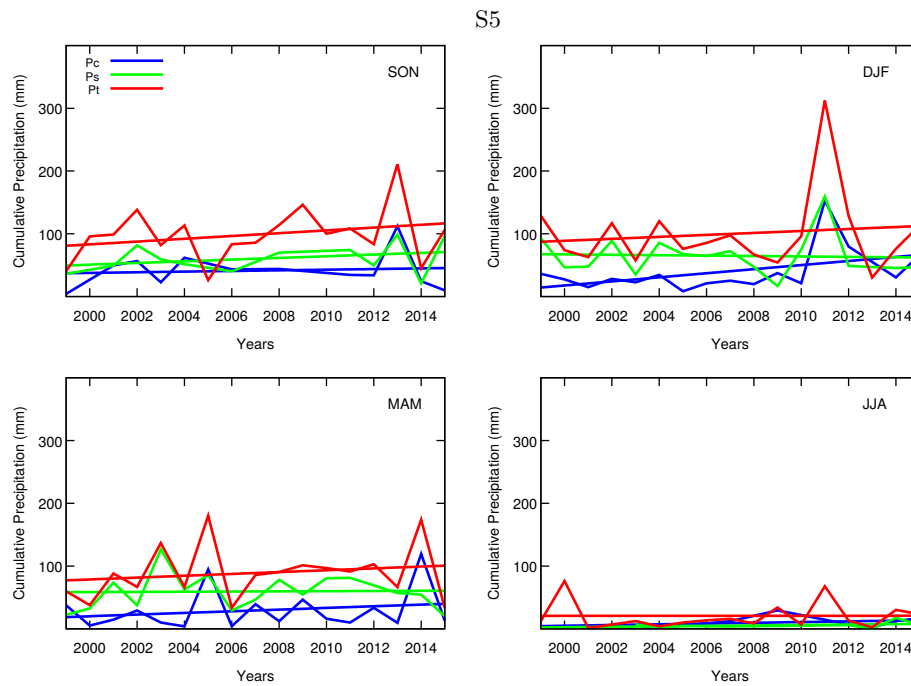


Figura 4.6: Evolución de Pt y sus componentes en cada estación del año para el sector S5 (Sureste).

Tabla 4.1: Porcentajes de las cantidades de precipitación convectiva según las dos lecturas: basada en el cálculo de la  $Rc$  y basada en el área de las anomalías.

%	otoño		invierno		primavera		verano	
	$Pc(Rc)$	$Pc(a)$	$Pc(Rc)$	$Pc(a)$	$Pc(Rc)$	$Pc(a)$	$Pc(Rc)$	$Pc(a)$
S1	34.28	42.51	27.41	40.35	23.97	40.57	34.30	38.76
S2	35.38	43.28	20.41	37.21	18.61	42.24	41.14	53.60
S3	45.88	51.59	31.33	42.05	28.03	39.67	51.17	53.32
S4	50.65	53.36	38.41	48.64	45.62	49.02	61.93	63.11
S5	38.58	51.20	35.79	46.51	29.56	45.15	61.84	57.76

la función exponencial tiende a cero rápidamente. No habría, entonces, una compensación de ambas componentes en la región de predominio complementario, y la convectiva será normalmente superior contabilizada a partir de las barras que a partir de un valor para la  $Rc$ , a no ser que este valor umbral sea muy bajo debido a la distribución de la precipitación total.

Para una representación gráfica que ilustre estos resultados, se han elegido los dos sectores más disimilares en la climatología de la Península Ibérica, S1 (Norte) y S3 (Levante), mostrados en las Figuras 4.7 y 4.8, donde se aprecia que las barras debidas a la precipitación convectiva mediante el cálculo del área de anomalías son superiores a las barras que representan la precipitación convectiva a partir de la  $Rc$ .

## SECTOR 1

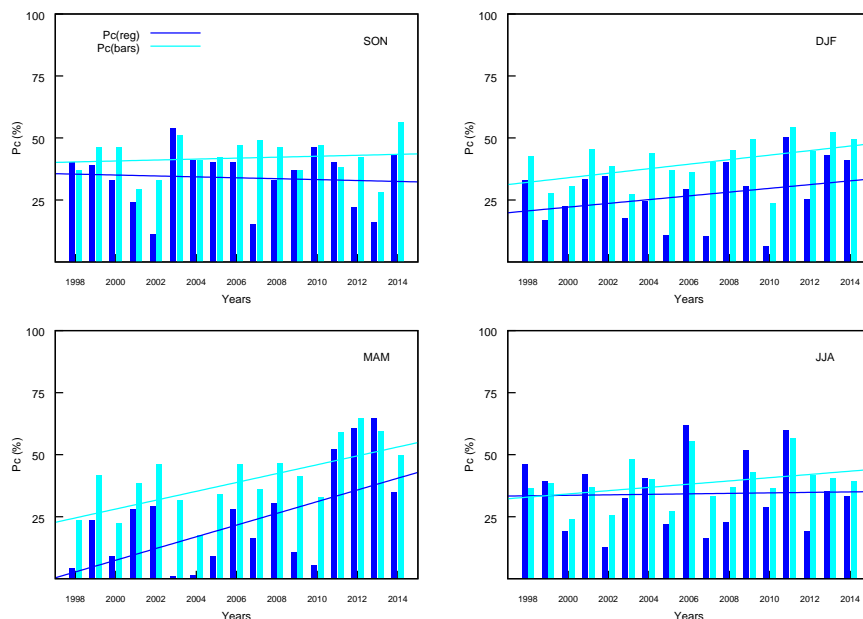


Figura 4.7: Comparación de  $Pc$  en S1. Las barras azul claro representan la cantidad de precipitación convectiva debido a las barras (áreas de anomalías) en la gráfica de separación. Las barras azul oscuro representan la precipitación convectiva a partir de la  $Rc$ .

A pesar de la diferencia en las cantidades proporcionales de precipitación convectiva con respecto a la total, se observa una tendencia similar en cada gráfica para las dos cantidades de  $Pc$ , aunque con una pequeña diferencia en sus pendientes. Las diferentes pendientes para los distintos sectores y períodos estacionales serán discutidas en la siguiente sección.

### 4.3. Análisis de resultados

Previamente al análisis de los resultados de las cantidades y evolución de las componentes convectiva y estratiforme, se ha realizado una comparación de la precipitación total, entre períodos anuales y estacionales, para ver en que grado afecta cada período estacional a la precipitación anual en cada sector. En la Figura 4.9 se muestran como ejemplos los sectores 1 y 3, por ser los sectores en los que se han producido las mayo-

## SECTOR 3

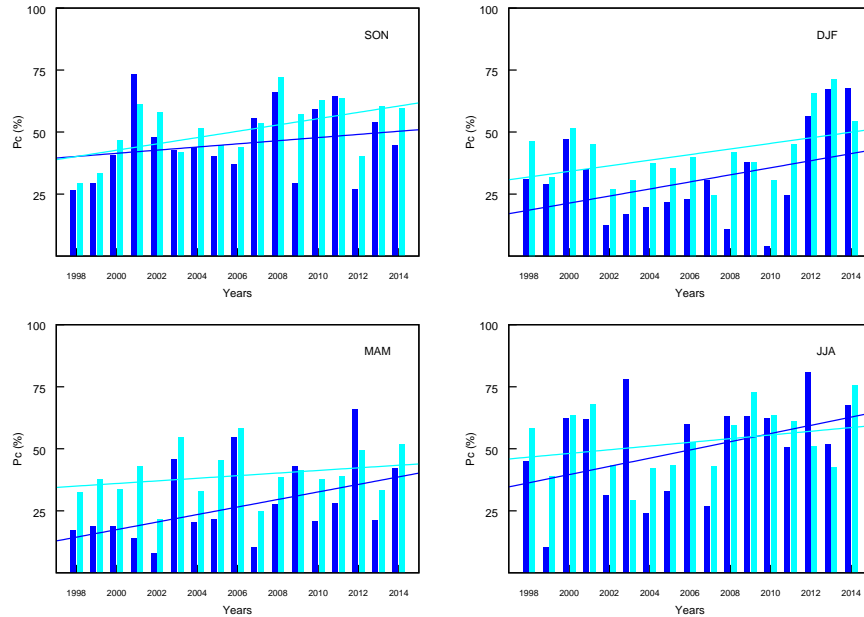


Figura 4.8: Comparación de Pc en S3.

res variaciones estacionales en la precipitación total. En ella se presenta la precipitación total para cada estación acompañada de la precipitación total anual de forma cronológicamente ordenada: SON, DJF, MAM, JJA y anual, además de las tendencias asociadas a cada una de ellas. Se observan como las cantidades registradas de precipitación total son mucho mayores en S1.

Con los datos disponibles, se han considerado períodos estacionales completos desde el 1 de diciembre de 1997 hasta el 30 de noviembre de 2014, contando los inviernos para el año que termina, no incluyendo por tanto, el invierno de 2014 a 2015 por faltar más de la mitad de los datos para ese período. Los períodos anuales son contabilizados desde el 1 de enero de 1998 hasta el 31 de diciembre de 2014.

La suma de las pendientes de las tendencias estacionales debe coincidir con los resultados de la pendiente para la precipitación total anual, sin embargo existe una ligera diferencia debido a los distintos comienzos de los diferentes períodos, pues el período anual comienza el 1 de enero, y el invierno estacional comienza el 1 de diciembre, según el convenio asumido para el presente trabajo, ampliamente utilizado en estudios científicos meteorológicos y climatológicos. Si consideráramos períodos de tiempo desde el 1 de diciembre de cualquier año al 30 de noviembre del año siguiente, la suma de las pendientes estacionales coinciden de forma exacta, pero nos hemos inclinado por el estudio anual por tener mayor interés.

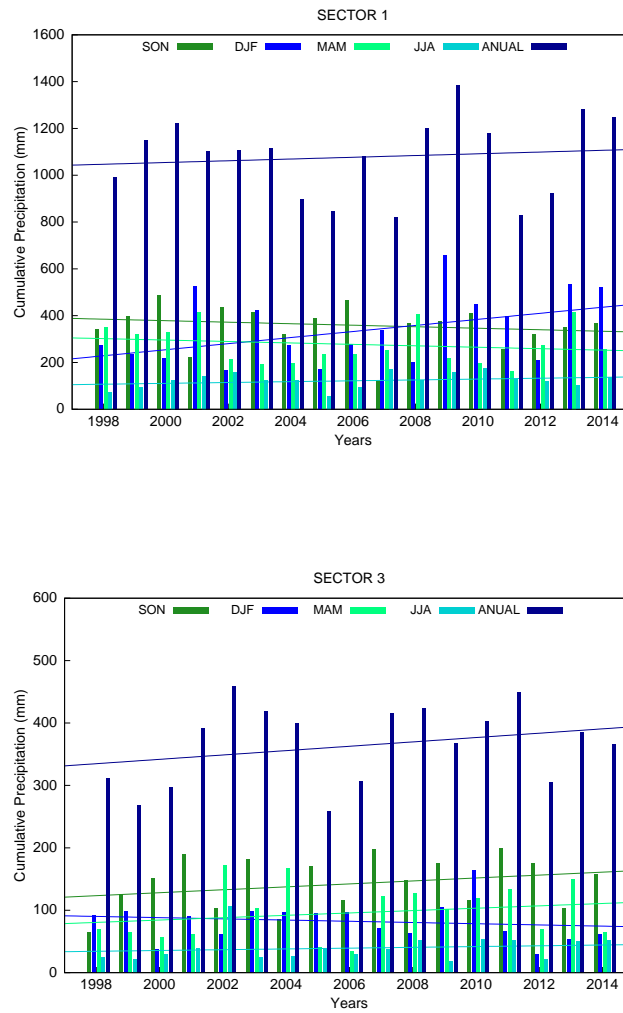


Figura 4.9: Cantidades de precipitación total y su evolución, estacional y anual, para S1 y S3 durante todo el período de estudio.

La mayor contribución a la precipitación anual se produce en los otoños, en ambos sectores, aunque en S1 se ve acompañada con los inviernos que van aumentando en cantidad a lo largo de todo el período de estudio. La primavera, con algo menos de aportación disminuye conjuntamente con el otoño.

Sin embargo, en S3, son los inviernos y primaveras los que comparten similitud en su aportación a la precipitación anual, aunque con tendencias opuestas.

En ambos sectores se ve un cierto paralelismo en las tendencias de primavera y otoño, pero con sentidos contrarios. Las tendencias negativas de S1 se ven superadas por la del invierno (positiva) para tener un resultado de aumento en la tendencia anual de precipitación. En S3, la única pendiente negativa es la de primavera, relativamente suave, por lo que el resultado de la tendencia anual es más positivo que en S1.

En los veranos, a parte de existir menor cantidad de precipitación, las tendencias son muy suaves, prácticamente inapreciables.

En la tabla 4.2, se muestran las diferentes pendientes estacionales de la precipitación total, para cada sector, siendo S1 el que presenta mayor variación seguido de S3. Los demás sectores, se mantienen bastante estables en las precipitaciones totales, aunque con aportaciones diferentes, tanto entre estaciones para un mismo sector como entre los diferentes sectores.

Tabla 4.2: Pendientes de precipitación anual de la componente convectiva de precipitación.

mm yr <sup>-1</sup>	otoño	invierno	primavera	verano
S1	-3.23	+12.98	-3.07	+1.83
S2	-0.33	+0.60	+0.52	+0.17
S3	+2.36	-0.97	+1.90	+0.63
S4	+0.73	+1.36	+0.04	+0.4
S5	+2.23	+1.57	+1.47	+0.01

En el presente trabajo, uno de los objetivos centrales es conocer el régimen de precipitación dominante según sus componentes en cada sector, por lo que analizaremos las diferentes contribuciones de la precipitación atendiendo a su tipo, convectivo o estratiforme.

#### 4.3.1. Regímenes de precipitación

La separación de la precipitación según sus componentes se puede hacer atendiendo a un período específico. Por ejemplo, en el caso de precipitación acumulada en períodos

anuales completos, el resultado de la separación se muestra en la Tabla 4.3, donde sólo se presenta el porcentaje de precipitación convectiva, siendo la estratiforme, su complementaria. Se observa que los porcentajes de precipitación convectiva no alcanzan en ningún sector de la PI el valor de 50 % (bastante alejados), de lo que se puede inferir que el régimen de precipitación dominante en todos ellos es el de precipitación estratiforme. Los sectores donde más alto es dicho porcentaje son los correspondientes a los de más clara influencia mediterránea: S3 y S5 con 24.86 y 26.44 %, respectivamente. Con este resultado contrasta la precipitación convectiva en los sectores S1 y S2, norte y centro. Pero en general, se ve claramente que la situación dominante en general, es de régimen estratiforme, correspondiente a las latitudes en las que se sitúa la PI.

Tabla 4.3: Promedio de los porcentajes anuales de precipitación convectiva.

%	Pc anual
S1	14.46
S2	13.69
S3	24.86
S4	20.65
S5	26.44

Sin embargo, estos resultados de carácter anual no están distribuidos por igual, como se aprecia en la tabla 4.1, en la que se exponen los promedios de los porcentajes estacionales de las cantidades de  $Pc$  respecto a la  $Pt$ .

Al existir una gran variabilidad en los resultados obtenidos con respecto al registro disponible de datos, se evaluarán los regímenes predominantes en cada sector y período estacional, en base a la media de estos resultados para cada año.

De las dos lecturas anteriormente explicadas, en la Sección 4.2, nos quedamos con la segunda, pues son las cantidades que vamos a manejar a partir de ahora. Estas cantidades están calculadas en base a un valor umbral ( $Rc$ ), que nos permite establecer un régimen de precipitación dominante y utilizaremos a posteriori, para la clasificación de episodios lluviosos en estratiformes o convectivos. Además, el hecho de que haya menos cantidad de precipitación convectiva según la  $Rc$ , resulta en una mayor exigencia al definir un régimen como convectivo o en la identificación de episodios convectivos, sin perder mucha información sobre el porcentaje de convectividad que domine en ese área.

Analizando los resultados estacionalmente, el porcentaje de precipitación convectiva adquiere valores mayores en verano, en todos los sectores. De todos ellos, S3, S4 y S5 son los de régimen más convectivo, pues superan el 50 % de la precipitación registrada (51.17 %, 61.93 % y 61.84 %, respectivamente). Aunque, esta componente de precipitación



no sólo alcanza valores importantes en verano, sino también en los otoños con 45.88 % y 50.65 %, para S3 y S4 y en primavera con 45.62 % para S4.

En invierno, aunque el régimen que prevalece es el estratiforme, es menos suave que en los sectores S1 y S2, como corresponde a la situación geográfica dentro de la PI. En primavera, los valores de precipitación convectiva disminuyen para S3 y S5. Aunque no existe un régimen absolutamente convectivo en S3, S4 y S5 durante todo el año, sí domina durante algunos períodos estacionales y se pueden considerar sectores donde el régimen convectivo adquiere un papel bastante importante, dentro del rango de precipitaciones registradas en la PI, aportando gran cantidad de precipitación convectiva al cómputo anual.

Los diferentes valores obtenidos para  $R_c$ , pueden ser explicados por esta mayor cantidad de precipitación recogida, básicamente procedentes de episodios convectivos.

Si realizamos una comparación entre los dos sectores con características pluviométricas más disimilares, S1 (Norte) y S3 (Levante), se ve una clara diferencia entre las cantidades de las componentes de precipitación. Estas diferencias son más acusadas en otoño y verano, y disminuyen durante los inviernos y primaveras, acercándose los regímenes de ambos sectores.

Aun con esta consideración, S1 se caracteriza por un régimen puramente estratiforme durante todo el año, ya que no presenta, en ninguno de los períodos estacionales, cantidades porcentuales importantes de precipitación convectiva, para que su régimen sea considerado como tal, aunque adquiriera mayores valores absolutos en otoño y verano con respecto a otros sectores.

El sector S2 tiene un comportamiento intermedio entre el régimen de S1 y el de los sectores S3 y S4. Al ser un área de mayor extensión, le influyen más factores, con mayores variaciones en las cantidades de precipitación recogida, pasando de un régimen casi convectivo, con un 41.14 % en verano, a puramente estratiforme con 18.61 %, en primavera. Esta variación puede ser debida a un recalentamiento de la meseta en verano, cuyo comportamiento se parecería al de S4, con mayor frecuencia de tormentas y bajas térmicas (por calentamiento) en el centro de la PI. También una menor frecuencia del paso de sistemas sinópticos procedentes del Atlántico, principalmente de componente zonal, que tienen un comportamiento más regular en cuanto al régimen de lluvias, como ocurre en S1, implicaría una disminución en el dominio del régimen estratiforme sobre este sector en verano. Por el contrario, el sureste y este de la PI (S3 y S5) está fuertemente influenciado por el mar Mediterráneo que produce frecuentes episodios convectivos. Estos resultados serán reforzados posteriormente, basándonos en las propiedades de los episodios convectivos en el Capítulo 6.

#### 4.3.2. Tendencias de los regímenes

Partiendo de la base de que hay que hablar con cierta prudencia sobre las tendencias de las componentes de precipitación, dada la gran variabilidad en relación a la serie temporal de la que se dispone, el análisis es enfocado en la evolución de cada tipo de precipitación, con un consecuente aumento o disminución de las diferentes cantidades a lo largo de los 17 años de estudio.

En la Tabla 4.4, se muestran las pendientes de líneas de regresión para cada componente, y así poder valorar el grado de aumento o disminución de su proporción, con respecto a la total. Estas pendientes se pueden interpretar como tendencia en la evolución de precipitación.

Tabla 4.4: Pendientes de la evolución temporal de las componentes de la precipitación: convectiva y estratiforme, en cada sector de la Península Ibérica.

mm yr <sup>-1</sup>	otoño		invierno		primavera		verano	
	<i>Ps</i>	<i>Pc</i>	<i>Ps</i>	<i>Pc</i>	<i>Ps</i>	<i>Pc</i>	<i>Ps</i>	<i>Pc</i>
S1	-1.65	-1.57	+6.12	+6.85	-9.73	+6.67	+0.88	+0.95
S2	-5.47	-0.79	-0.47	+1.07	+0.96	-1.27	+0.00	-0.17
S3	+0.93	+1.43	-1.24	+0.26	+0.29	+1.60	-0.32	+0.95
S4	-1.50	-0.78	-0.59	+4.17	+1.22	-1.21	+0.05	+0.34
S5	+0.85	+0.20	-0.33	+3.26	+0.43	+0.74	+0.11	-0.19

La suma de las pendientes de ambas componentes nos proporciona información sobre la tendencia en la precipitación total, estacionalmente, aunque difiere un poco con respecto a la anual como se mencionó en la introducción de esta Sección 4.3, debido a la diferencia en los comienzos de los períodos. Además, existen ciertas limitaciones en la descomposición de la precipitación, debido a su escasez en algunos sectores (S4 y S5), lo que dificulta la aplicación de la metodología, sobretudo para ciertos períodos estivales.

El incremento o disminución de la precipitación total anual y estacional (Fig.4.9) puede ser debido a diferentes razones, dependiendo del sector y de la estación considerada, lo cual merece un análisis detallado de los resultados, para disgregar y clarificar qué componente afecta más a cada evolución de la precipitación total.

Si nos fijamos en las tendencias estacionales (Figuras 4.2, ??, ??, 4.5 y 4.6), podemos ver la influencia de cada período estacional en el cómputo de la precipitación anual, notando el diferente comportamiento observado en cada período. Los aspectos más relevantes, extraídos de la Tabla 4.4 son:

Las mayores pendientes se encuentran en el Sector 1, particularmente  $+6.12$  y  $+6.85$   $\text{mm yr}^{-1}$  para  $Ps$  y  $Pc$ , respectivamente, con una suma de  $+12.98$   $\text{mm yr}^{-1}$  en la total para los inviernos. También, en primavera, existe una relevancia en la evolución de cada componente con  $+6.67$   $\text{mm yr}^{-1}$  para  $Pc$ , aunque esta última se ve altamente compensada con  $Ps$  ( $-9.73$   $\text{mm yr}^{-1}$ ), con lo que la  $Pt$  no se ve excesivamente afectada.

En S2, la disminución de la precipitación total en los otoños se debe prácticamente a la componente estratiforme con una pendiente de  $-5.47$   $\text{mm yr}^{-1}$ , sin gran relevancia en ninguna componente en las demás estaciones del año. S4 y S5 experimentan un cambio de  $+4.17$  y  $+3.26$   $\text{mm yr}^{-1}$  en la precipitación convectiva, durante los inviernos, lo que conlleva un aumento en el registro de episodios convectivos en esta época del año.

En S3, el incremento en la precipitación total en otoño y primavera, se explica básicamente, con el incremento de la componente convectiva, aunque un ligero ascenso en la estratiforme también contribuye. Este resultado puede llevar a la idea de que la relación entre ellas ( $Pt$  y  $Pc$ ) es tanto cuantitativa como cualitativa, es decir que, la precipitación total depende de la cantidad de la componente convectiva,  $Pc$  y de su evolución durante las primaveras y otoños (aunque en otoño tenga mayor contribución porcentual). En verano, la componente convectiva no tiene una tendencia significativa, pero es la que predomina en este sector.

Sin embargo, en S4 y S5 ocurre una similaridad en los inviernos, con pendientes de  $3.17\%$  y  $3.26\%$  para la convectiva, lo que contribuye a un cierto aumento en la total, que no comparte con S3. Aunque se produzca un intensificado ciclo de agua global, que pueda afectar a todos estos sectores, no implica necesariamente un incremento de precipitación en todas y cada una de las regiones.

Del resto de las pendientes estacionales, no se pueden obtener firmes conclusiones en cuestión de la evolución, pues son más suaves y es mucho más fácil que cambie el sentido con el transcurso del tiempo.

En cuanto a las tendencias anuales de precipitación total, se deben en su mayor parte a las tendencias de precipitación estratiforme, mostradas en la figura 4.10, aunque pueda haber alguna contribución por parte de la convectiva, que se apreciará más en la ocurrencia de episodios convectivos, distribuidos de forma diferente en espacio y tiempo en cada uno de los sectores.

Por una parte, S1 y S2 tienen comportamientos similares, con una cierta estabilidad en la tendencia anual; y por otra, S3, S4 y S5 con tendencias positivas en la total. El hecho de que en estos sectores exista una creciente cantidad de precipitación, está avalado por estudios previos (Mitchel et al., 1987; Sumner et al., 2003). De acuerdo a Mitchel et al. (1987), para unas condiciones dadas en los factores de interacción océano-atmósfera, un incremento en la temperatura de la superficie del mar tropical (SST, Sea Surface Temperature), lleva a mayores cantidades de precipitación, puesto que las tasas de evaporación serían reforzadas.

Una posible explicación para esta diferencia entre regiones, puede estar basada en las restricciones impuestas por el principio de continuidad. Un incremento en el transporte vertical de masa asociado al incremento de las cantidades de precipitación en una región limitada, tiene que ser equilibrado con un decrecimiento de los transportes verticales en otras áreas (relacionadas con un decrecimiento de precipitación). Por tanto, la existencia de áreas de divergencia y convergencia conlleva una compleja estructura de tendencias de precipitación.

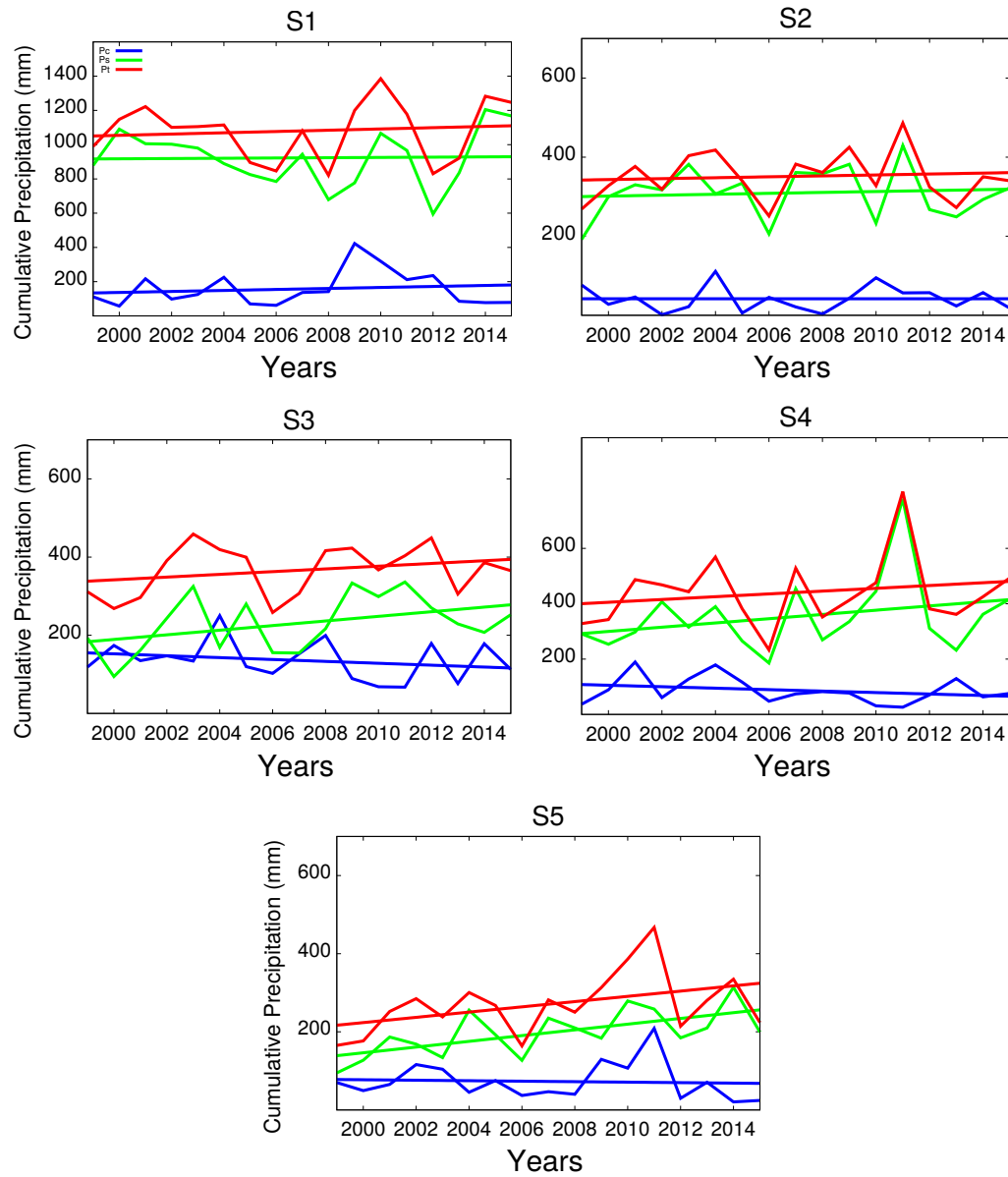


Figura 4.10: Tendencias anuales de la precipitación total, convectiva y estratiforme para cada sector y período de estudio (1998-2014).

#### 4.4. Comparación con el Proyecto TOGA-COARE

Trás haber aplicado el algoritmo de separación a los datos observados de precipitación horaria, analizados en la Sección 4.2.2, y posteriormente haber obtenido los resultados de las distintas cantidades de precipitación, total y sus componentes, estratiforme y convectiva, se han comparado estos resultados con los datos procedentes del Proyecto TOGA COARE, que ofrece los distintos tipos de precipitación de forma aislada.

El proyecto TOGA COARE, explicado en la Sección 3.2, provee un completo y homogéneo cubrimiento de datos, siguiendo una red con igual resolución latitudinal y longitudinal, en contraste con las observaciones superficiales disponibles ([Langer and Reimer, 2007](#)). Ello nos obliga a elegir un criterio diferente para el cálculo promediado de la precipitación. Se podría realizar la comparación en base a un área de red que cubra todas las estaciones, pero esto incluiría extensas áreas sin datos observados, que distorsionan una correcta comparación entre las cantidades resultantes promediadas, produciendo valores poco aproximados, aunque con el mismo comportamiento evolutivo.

Por ejemplo, en el Sector 3, la mayoría de las 12 estaciones disponibles se localizan a lo largo de la costa y en las Islas Baleares, dejando toda la superficie marítima sin datos observados. Sin embargo, serían 35 puntos de red, desde 38 a 42°N de latitud y de 1°W a 5°E de longitud, con una resolución de 1°x 1°, los necesarios para cubrir todo el sector, con varios nodos en la superficie del mar. A todo esto, se añadiría la diferencia en la forma de la superficie en la que se calcula el promedio, ya que los sectores en los que se ha dividido todo el área de estudio no son de forma rectangular como sí lo son las áreas en las que se dividiría la red homogénea proporcionada por el Proyecto TOGA COARE.

En la actualidad, al poder llegar a una resolución espacial en los datos de TOGA COARE de hasta 0.125°x 0.125°, se ha optado por utilizar los puntos de la red más cercanos a cada una de las estaciones meteorológicas, para realizar el promedio en cada sector.

Las variables utilizadas para la valoración han sido la precipitación convectiva, estratiforme y total, de forma independiente, ya que el proyecto nos las proporciona separadamente. Las Figuras 4.11 y 4.12 exponen los resultados de esta comparación durante los meses de otoño y primavera para S1 y S3, dada su mayor relevancia en nuestro estudio, por ser los períodos estacionales en los que la inestabilidad atmosférica es más alta, y producirse mayor cantidad de precipitación convectiva, de cara a su importancia en la detección de episodios convectivos. Se han elegido los sectores S1 y S3, por ser las zonas de mayores diferencias climáticas y establecer unas conclusiones significativas, en base a la metodología utilizada.

La comparación se ha realizado con las cantidades resultantes de las dos lecturas de nuestra metodología, y se observa que tanto una como otra, siguen una evolución similar a la de los datos de TOGA COARE, salvando las diferencias absolutas de precipitación acumulada. Los valores de precipitación procedentes de TOGA COARE son, generalmente, más altos en la precipitación convectiva y menores a la estratiforme. La precipitación

total observada y la obtenida a través de la modelización de este proyecto se ajustan mejor que según componentes.

Estas diferencias pueden interpretarse como un resultado del criterio utilizado por ambos métodos. Además los observatorios y los puntos de red no están localizados exactamente en la misma posición, aunque sean cercanos, y puede existir alguna diferencia entre la precipitación registrada en superficie y la interpolada por el método seguido por TOGA COARE, ya que el tipo de dato es diferente (observaciones superficiales en estaciones meteorológicas y datos de observación remota e interpolados a una red homogénea, respectivamente). Sin embargo, existe un comportamiento muy similar en la evolución año a año en cada sector y período estacional. Consecuentemente, se puede deducir la validez del algoritmo de separación de la precipitación total en sus componentes, para su utilización como método en la clasificación de episodios de precipitación e identificación de los que sean predominantemente convectivos.

## SECTOR 1

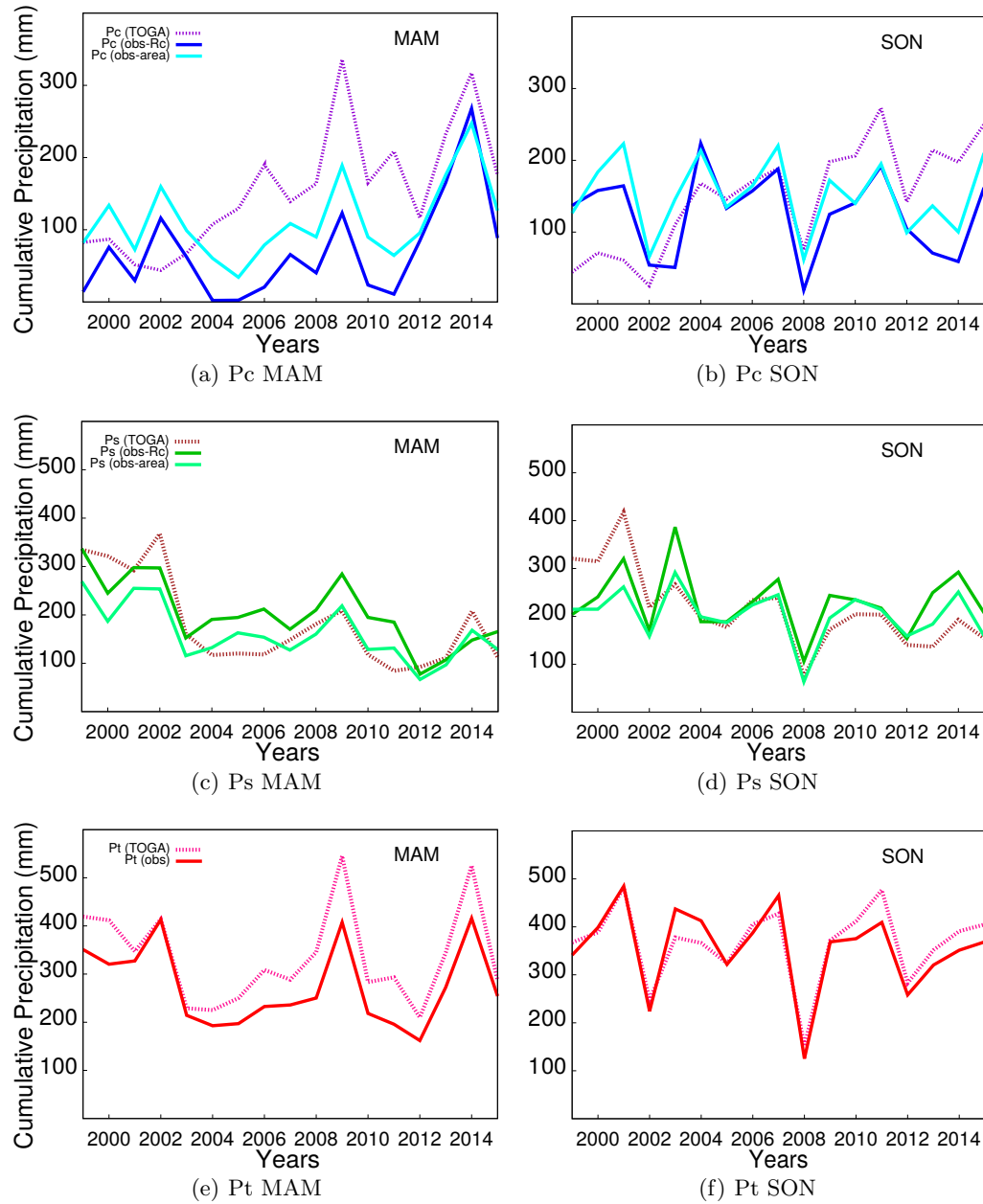


Figura 4.11: Comparación de los diferentes tipos de precipitación con los datos procedentes del proyecto TOGA COARE para S1, en primavera y verano.



## SECTOR 3

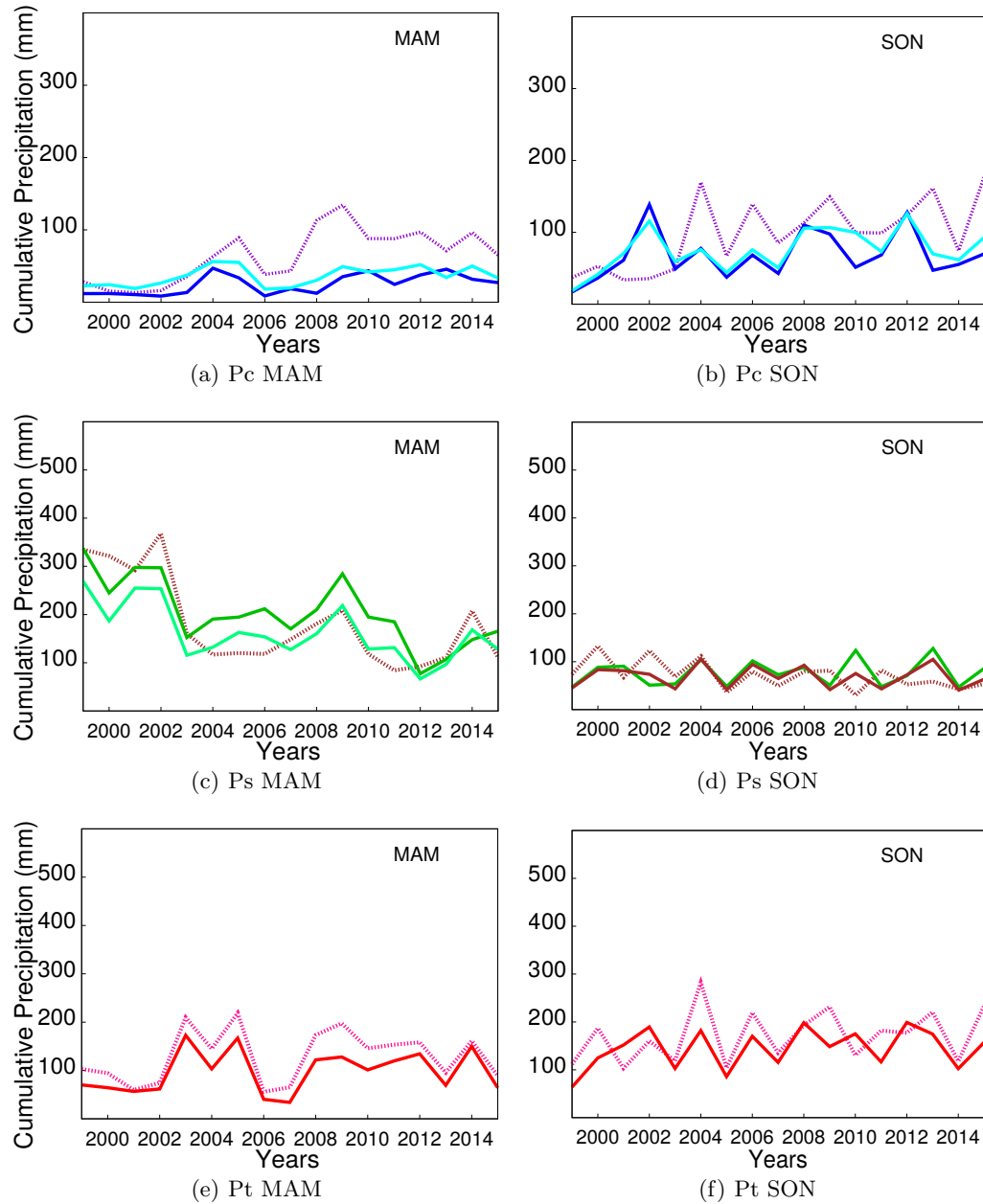


Figura 4.12: Comparación de los diferentes tipos de precipitación con los datos procedentes del proyecto TOGA COARE para S3, en primavera y verano.

Utilizando los datos del proyecto TOGA COARE se han elaborado las imágenes de la Figura 4.13, en las que se muestran las distribuciones de los porcentajes de precipitación convectiva y estratiforme para las primaveras y otoños, en toda la PI.

Se puede observar que las zonas con mayor porcentaje de cada componente de precipitación sobre el mapa (zonas de color más intenso), coinciden con los sectores en los que hay mayor proporción de ese tipo de precipitación según la metodología de separación.

Sin embargo, teniendo en cuenta los regímenes, según los resultados obtenidos a través de la  $Rc$ , el sector con más precipitación convectiva en otoño y primavera es S4 (50.65 % y 45.62 %), suroeste peninsular. Sin embargo, la componente estratiforme alcanza sus máximos valores porcentuales en S1 (Norte) para el otoño (65.72 %), y en S2 (Centro), para primavera (81.39 %). Estos resultados pueden ser contrastados con los representados en la Figura 4.13, con datos de TOGA COARE, en las que incluso sin una delimitación muy definida, sí se encuentran las zonas más intensas para  $Pc$  en el suroeste, y para  $Ps$ , en el Norte y Centro de la PI.

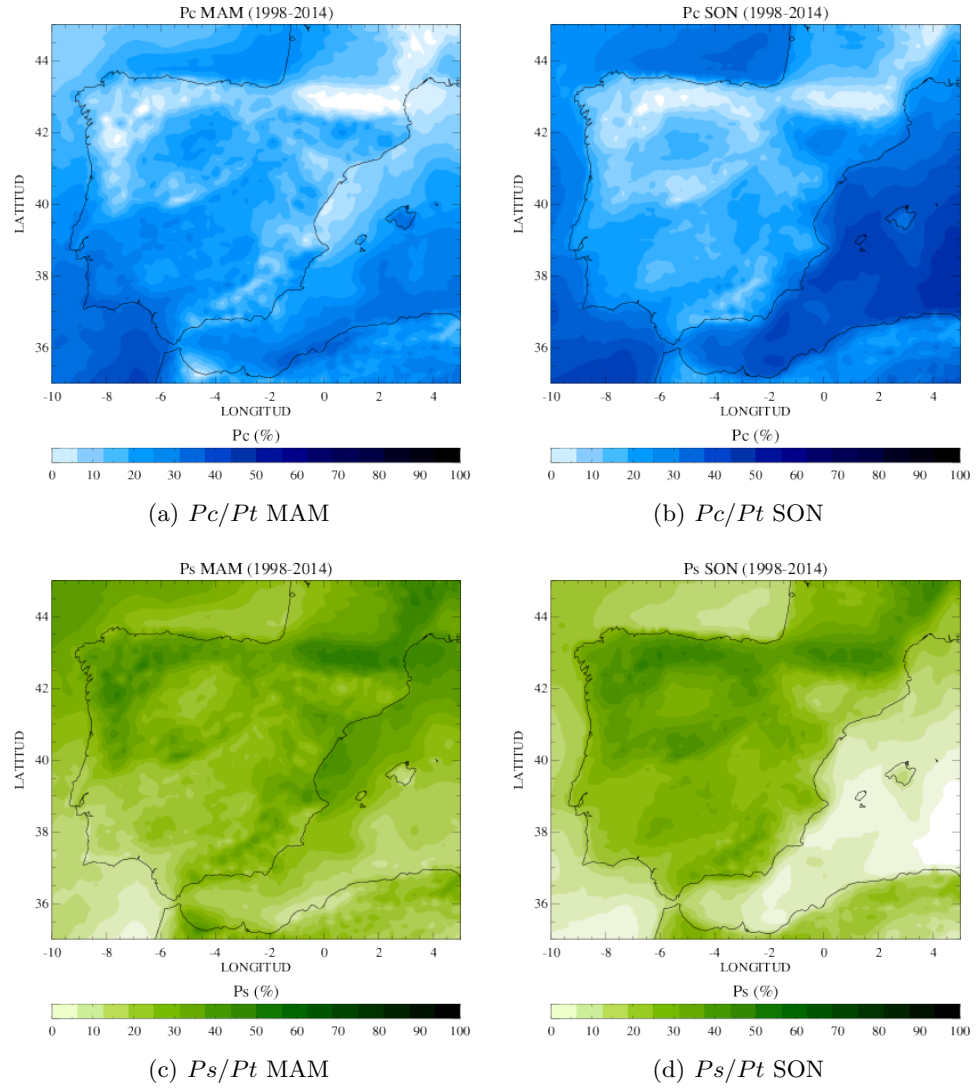


Figura 4.13: Proporción de cada componente de la precipitación en la PI, según los datos de TOGA COARE, en otoño y primavera.

## 4.5. Discusión y Conclusiones

En este capítulo se han analizado los diferentes regímenes de precipitación que predominan en cada uno de los sectores en los que se ha dividido la Península Ibérica, junto con la evolución de las dos componentes en las que se divide la precipitación total: convectiva y estratiforme. También se ha realizado un estudio comparativo de los resultados, tanto sectorialmente como estacionalmente, obtenidos por la metodología aplicada a través del cálculo de las  $Rc$ . Estos resultados han sido comparados con otra lectura diferente de las mismas gráficas, exclusivamente con el ajuste exponencial, y también comparados con los datos proporcionados por el proyecto TOGA-COARE.

La comparación entre las dos lecturas nos proporciona una seguridad a la hora de reconocer un régimen como convectivo, pues la inferior cantidad de componente convectiva según la  $Rc$ , resulta en una mayor exigencia para la definición del régimen.

Por otro lado, la comparación con los datos del proyecto TOGA COARE avala los resultados y da una validez a la metodología utilizada, abriendo un nuevo marco de estudio en precipitación, en el campo de la predicción de episodios convectivos potencialmente peligrosos.

Ambos resultados muestran un comportamiento similar, aunque con distintos valores absolutos en las cantidades resultantes, siendo la precipitación total bastante afín, sobre todo en el otoño para el sector S1. La precipitación convectiva de TOGA COARE suele estar por encima y la estratiforme por debajo de los resultados obtenidos a través de la  $Rc$ . Mayor semejanza existe con los resultados procedentes del cálculo de las áreas del ajuste exponencial y anomalías. Esto nos indica una mayor exigencia por parte del algoritmo utilizando la  $Rc$ , para la definición de precipitación convectiva tanto en el régimen como en los episodios.

Las diferencias existentes entre las cantidades acumuladas para los distintos tipos de precipitación, son justificadas desde la perspectiva de que, no sólo difiere el tipo de datos utilizados, superficiales o satelitales, sino en la resolución espacial de los registros, estaciones dispersas sin regularidad o nodos en una malla regular, y en su forma de medición, observados o interpolados.

Con todo ello se puede deducir que el algoritmo de partición puede ser un buen método para la clasificación de episodios de precipitación, identificación de los convectivos y definición de su caracterización. Es también aconsejable un profundo análisis de los términos a gran escala envueltos en las tendencias observadas para ambos tipos de precipitación.

En el estudio anual de las componentes de cada sector, se observa el prevalecimiento del régimen estratiforme sobre el convectivo en todos ellos, aunque en diferente proporción.

Por un lado, S1 y S2, ambos con gran influencia de los sistemas sinópticos procedentes del Atlántico, muestran un comportamiento similar, tanto en los porcentajes de las componentes con respecto a la precipitación total, prácticamente asociada a la estratiforme, como en las tendencias, ligeramente positivas, en todos los tipos de precipitación, diferenciándose únicamente en los valores absolutos de precipitación.

Por otro lado, S3, S4 y S5, son sectores con una mayor tendencia anual en la precipitación total. También dominados por un régimen estratiforme, tienen mayor participación de la componente convectiva, sobretodo en S3, con la que rivaliza durante algunos años. Esta componente, ha disminuído en los últimos 17 años, en un cómputo anual, restando poder a la tendencia positiva de la componente estratiforme y afectando a la total. Igualmente a S1 y S2, existe una diferencia en las cantidades de precipitación registradas entre estos tres sectores, siendo parecidas las de S3 y S4 a S2, y más escasas las acumuladas en S5.

Sin embargo, esta similitud anual entre sectores, tanto en el grado del régimen estratiforme, como en la tendencia de las componentes, cambia si el estudio es estacional. Existen factores que los asemejan y diferencian entre sí, aún siendo colindantes. Incluso, dentro de un mismo sector, las proporciones y evolución de las mismas varían notablemente de unos períodos estacionales a otros.

El paralelismo anual del comportamiento entre S1 y S2 desaparece cuando aumentamos la resolución temporal, existiendo una mayor diferencia entre estaciones en S1. El ligero aumento en este sector de la precipitación total anual se basa, principalmente, en los inviernos, con tendencia positiva en sus dos componentes y, por tanto, eleva la total. Sin embargo, los otoños y primaveras presentan una tendencia negativa en la total, junto con sus componentes en otoño, pero contrarias, aumentando la convectiva, en primavera.

Algo más similar son S2 y S4 cuando los comparamos estacionalmente, con tendencias muy leves en las primaveras y los otoños. Una mayor diferencia se produce en los inviernos, con inapreciable tendencia en S2, y un acercamiento de S4 al comportamiento evolutivo de los sectores S3 y S5, donde se puede apreciar un aumento en el pico del año 2011 como en los sectores del este y sureste peninsular. Escasez de precipitación en los veranos y tendencias inapreciables, aunque se asemejan en el exceso de radiación y recalentamiento del terreno, produciendo fuertes movimientos convectivos.

Estos movimientos fuertemente convectivos ocurren también en los sectores S3 y S5, pero debido a una influencia distinta (Romero et al., 1997, 1998). Una de las claves para determinar la cantidad de precipitación en las zonas costeras es la temperatura de la superficie del mar (Millán et al., 1995). El calentamiento de la superficie del mar Mediterráneo está asociado a una mayor evaporación local, y el contenido de humedad en la baja troposfera aumenta (Rowell, 2003). Este exceso de humedad afecta a áreas de alrededor, como el Levante (S3), que lleva asociado una tendencia positiva en la precipitación anual, alimentada principalmente por los otoños.

S3 y S4 presentan una mayor similaridad estacional, excepto en los inviernos. En esta época del año, la componente convectiva aumenta en S5, como ocurre en S4, sin existir apenas tendencia en S3. Esto hace que aumente la total en S4 y S5 y disminuya en S3 debido a la estratiforme. En los otoños y primaveras, el comportamiento de S3 y S5 es, prácticamente el mismo, pero con distintas cantidades de precipitación, siendo más escasas en S5. En verano, la existencia de precipitación es prácticamente nula en S5, al igual que en S4. La poca precipitación registrada se debe a algunos episodios lluviosos de carácter exclusivamente convectivo, pero sin poder llegar a alguna conclusión fiable en términos de tendencias.

Las conclusiones, anteriormente extraídas, del análisis de la precipitación y sus componentes deben verse bajo el contexto de que, la condición restringente del principio de continuidad de la masa a través de superficies horizontales, da una explicación sobre el hecho de que un menor transporte vertical de masa, conlleva una disminución en la precipitación sobre esa región, y debe ser compensada con un aumento de movimientos verticales en otras áreas con un esperado aumento de la precipitación. No por la existencia de una tendencia positiva o negativa, evaluada en promedio, en zonas con extensiones superficiales de mesoescala, significa que en todos los puntos geográficos de esa misma zona, exista la misma tendencia.

Finalmente, cabe señalar que los resultados obtenidos de la separación de la precipitación en componentes, mostrados en este capítulo, serán utilizados en el próximo Capítulo 5, para realizar una valoración de la influencia que tienen distintos patrones climáticos de teleconexión sobre cada una de ellas según los distintos sectores de la PI, y en el Capítulo 6, para la identificación de episodios de precipitación convectiva en base a los umbrales de intensidad de precipitación establecidos.



## Influencia de Patrones de Teleconexión sobre las Componentes de la Precipitación

### 5.1. Introducción

Estando el clima definido como el estado medio de la atmósfera, los estudios de climatología contemplan también su variabilidad. La variabilidad climática analiza los cambios en un determinado período de tiempo, compara climas entre distintas áreas y tiempos, y determina las anomalías o desviaciones con respecto a la climatología normal diaria, estacional y anual. Incluye variaciones en escalas de décadas o siglos, intra-estacionales o interanuales. Estas variaciones se pueden estudiar a través de las interacciones entre la atmósfera y otros componentes del sistema climático, entre los que se encuentran los llamados patrones climáticos de teleconexión (PCTs).

La PI se ve afectada por diferentes masas de aire debido a que se encuentra rodeada de una serie de bajas y altas presiones. Los 5 sectores en los que hemos dividido la PI, constituyen una abanico de zonas pluviométrica y climatológicamente distintas, debido a la influencia de estas masas en mayor o menor grado, de las que S3 (Levante) posee el régimen convectivo de forma más frecuente. Afectado por situaciones sinópticas, relacionadas con calentamientos del mar Mediterráneo ([Llasat Botija et al., 2007](#)), asociada con intensas precipitaciones en cortos períodos de tiempo ([Kutiel et al., 1996](#)), es el sector que lleva a los mayores desastres que se conocen, debido a lluvias torrenciales, en la PI. Precipitaciones de gran intensidad, también ocurren en el centro y suroeste de la península debido a la radiación, típicamente al final del verano. Por otro lado, se encuentra el Norte de la PI, influenciado por sistemas sinópticos procedentes del Atlántico, bajas presiones y presencia de frentes que vienen del norte del Océano Atlántico e Islas Británicas ([Fowler and Kilsby, 2002](#); [Hurrell and Deser, 2003](#); [Muñoz Díaz and Rodrigo, 2006](#); [Queralt et al., 2009](#); [Trigo et al., 2004](#)). Los centros de altas y bajas están asociados, a su vez, a ciertos patrones climáticos, que son los que hacen que exista la gran variedad climática de la PI.

En el capítulo anterior se han analizado las diferentes componentes de la precipitación espacial (por sectores) y temporalmente (anual y estacional). Los resultados en las cantidades de cada tipo de precipitación, nos van a servir como datos para la siguiente



fase de estudio: la relación de la precipitación convectiva y estratiforme con los diferentes PTCs. En el presente capítulo se expone el resultado de la influencia de los patrones de circulación que más afectan a la PI, sobre ambas componentes en los diferentes sectores, y durante el período más húmedo del año en la PI, además de un análisis estacional más general.

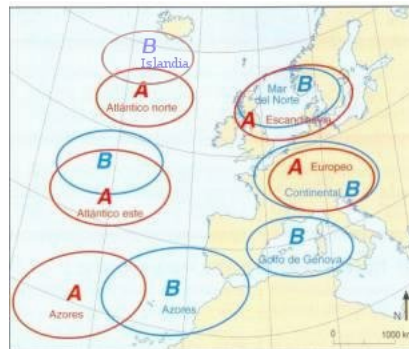


Figura 5.1: Principales centros de acción utilizados en los patrones de teleconexión que afectan a la PI.

## 5.2. Variabilidad de Precipitación y Teleconexiones Climáticas. Generalidades

A pesar del comportamiento que caracteriza a la atmósfera, con frecuentes cambios drásticos, existe una cierta regularidad en algunos comportamientos o modos de variabilidad, que también caracterizan el sistema atmosférico. El complejo proceso de la dinámica de la atmósfera y su interacción con los océanos es manifestado a través de estos modos de variabilidad a gran escala, que determinan la distribución espacial y temporal de elementos del clima, como la precipitación y temperatura.

Para la caracterización de las estructuras de variabilidad de la precipitación, son muy útiles los métodos estadísticos multivariantes, como el Análisis de Componentes Principales (PCA) o Funciones Ortogonales Empíricas (EOF) para Ciencias Atmosféricas. Con ellos se mantiene la máxima información que aportan los datos iniciales, pero reduciendo el número de variables, ya que las variables meteorológicas están correlacionadas entre sí (Preisendorfer, 1988; Jolliffe, 2002; Wilks, 2006). Otra técnica, también muy utilizada es el análisis de correlación canónica, en el que se obtienen señales de variabilidad común entre dos campos atmosféricos.

La primera técnica es la que se aplica al campo de presiones o de geopotencial para obtener los principales modos de variabilidad o modos de circulación predominantes. El

primer modo es el correspondiente a la Oscilación del Atlántico Norte (NAO) ([Hurrell and Deser, 2003](#)) o primer patrón de baja frecuencia ([Barnston and Livezey, 1987](#)), por lo que ha sido el más estudiado, además de ser el que más influye en el área de Europa Occidental y, por tanto, en la PI, sobretodo en los inviernos. Este patrón se puede detectar tanto en superficie como en altura y forma parte de otro más amplio denominado Oscilación Ártica (A0) que mide la intensidad del vórtice polar, y es el modo anular del Hemisferio Norte ([Thompson and Wallace, 1998, 2000](#)).

Algunos estudios indican que la AO y la NAO tienen una tendencia predominante a la polaridad positiva ([Wallace and Hobbs, 2006](#)) o anomalías positivas de presión en zonas subtropicales y negativas en las subpolares. En consecuencia, se produce un desplazamiento hacia el norte de los vientos zonales del oeste, con cambio en el régimen de precipitación. [Fraedrich et al. \(1993\)](#) estudiaron estas anomalías mediante la aplicación de EOFs a la precipitación, temperatura y presión a nivel del mar desde 1887 a 1986 en 40 puntos geográficos y obtuvieron desplazamientos de la trayectoria de los anticiclones que coincidía con una tendencia positiva en la actividad del bloqueo en el área Atlántica ([Barriopedro et al., 2006](#)).

Por otro lado, [Cassou et al. \(2004\)](#) analiza el desplazamiento del anticiclón de las Azores hacia el noreste, debido al aumento de gases de efecto invernadero, lo que explicaría la disminución de la precipitación en la PI, como consecuencia de un calentamiento global en la circulación.

En cuanto a la variabilidad de la precipitación sobre la PI [Periago et al. \(1991, 1998\)](#) realizaron una regionalización en Cataluña seleccionando observatorios que representasen la distribución de la precipitación y la relacionaron con la advección del Mediterráneo y con el paso de frentes del Atlántico.

[Rodríguez Puebla et al. \(1998\)](#) obtuvieron los modos de variabilidad de la precipitación anual en la PI, encontrando 4 modos significativos y los relacionaron con los índices de teleconexión. [Esteban Parra et al. \(1998\)](#) obtuvieron 3 modos significativos para invierno, primavera y otoño y cuatro para verano. [Muñoz Díaz and Rodrigo \(2003\)](#) analizaron los efectos de la NAO y los clasificaron en tres categorías, sequías, períodos normales y lluvias abundantes. Los resultados indican cómo la fase negativa de la NAO está asociada a precipitaciones abundantes, con mayor correlación que entre la fase positiva y precipitaciones escasas.

[Rodríguez Fonseca and Serrano \(2002\)](#) asociaron la precipitación en la PI con la circulación del Atlántico utilizando el método de descomposición en valores singulares (SVD) con datos del ECMWF y encontraron que NAO, EA Y SCAND son los que explican la mayor variabilidad de la precipitación en la PI.

De todos los estudios realizados se concluye que los patrones que más afectan a la PI son: la oscilación del Atlántico Norte (NAO), Atlántico Oriental (EA), Atlántico Oriental/Oeste de Rusia (EA/WR), Patrón Escandiavo (SCAND), a mayor escala, como se puede ver en la Figura 5.2. La Oscilación del Mediterráneo Occidental (WeMO), tam-

bién afecta a la PI, pero a menor escala. Por tanto, en nuestro estudio nos proponemos analizar estos índices de teleconexión, para ver cómo afectan a cada componente de la precipitación.

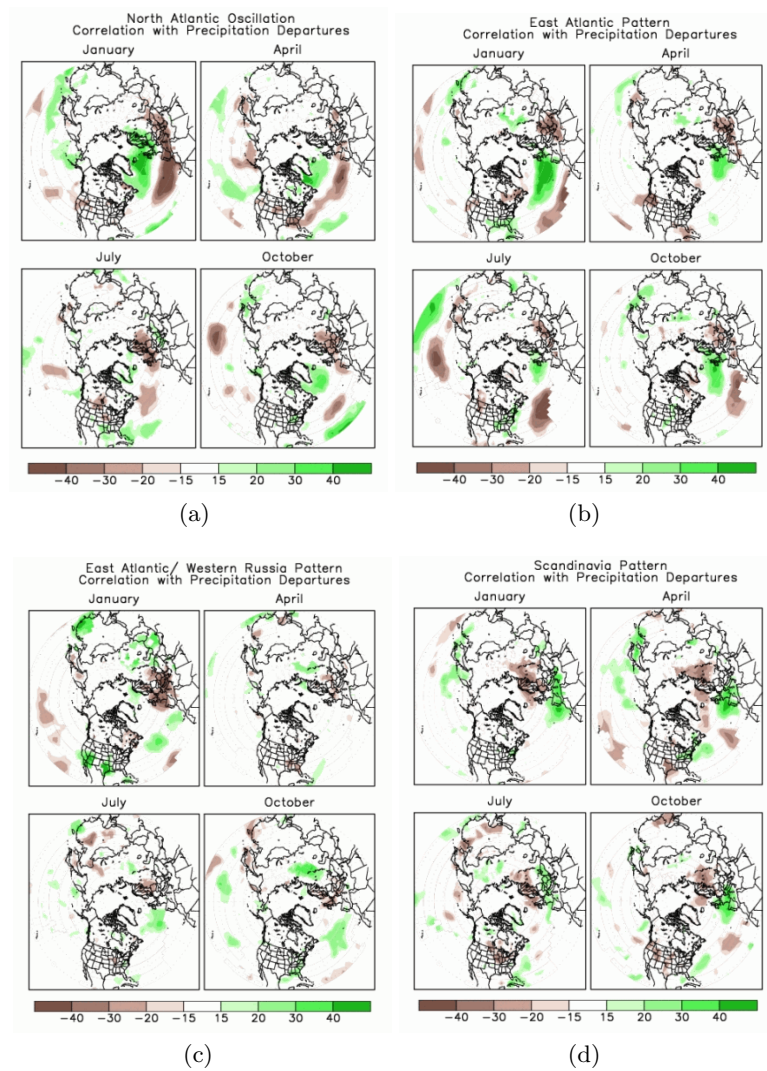


Figura 5.2: Mapa del Hemisferio Norte con el efecto de los principales patrones de teleconexión. Se muestra la correlación durante el período 1950-2000 entre los índices de teleconexión y la precipitación para tres meses, centrada en los meses indicados (enero, abril, julio y octubre). Se pueden observar los meses en los que la PI es más afectada por cada patrón.

El procedimiento para el cálculo de estos índices está basado en el análisis en componentes principales rotado (RPCA) (Barnston and Livezey, 1987). Se aplica esta técnica a la media mensual estandarizada de las anomalías en altura a 500 hPa obtenidas en la región de análisis 20°N - 90°N desde enero de 1950 hasta diciembre de 2000. Las anomalías son estandarizadas en base a las medias mensuales y las desviaciones estándar de todo el período 1950-2000.

### 5.3. Relación de los Patrones de Teleconexión con la Precipitación en la PI

En secciones anteriores se analizó la precipitación acumulada mensual para toda la PI, lo que sirvió para reconocer cual es el período más lluvioso del año, y poder centrar el estudio de los diferentes patrones en ese período. En casi todo el ámbito de la zona de estudio, la mayor cantidad de precipitación se registra en los meses de octubre a marzo, sin embargo, en algunos sectores (S3) es de reconocida importancia la precipitación durante el mes de septiembre, por lo se incluirá este mes en los cálculos, para detallarlo en el área de Levante y Sureste en algunos casos de índices más influyentes, pero no se tendrá en cuenta en la comparación general, pues distorsiona bastante los resultados en otros sectores.

Para aumentar el número de casos con los que comparar el índice del patrón, dado que el procedimiento se basa en un tratamiento estadístico, y así obtener resultados más precisos, se realiza un barrido trimestral, con dos meses de solapamiento, uno de desplazamiento. El proceso se repite para 4 series de 3 meses con desplazamiento de un mes (OND, NDJ, DJF, JFM), para cada año de la serie temporal.

Ambas componentes de la precipitación son relacionadas con los diferentes índices, para los mismos períodos trimestrales desde octubre a marzo (promediando los índices en períodos móviles de 3 meses).

#### 5.3.1. Oscilación Atlántico Norte (NAO)

Es uno de los patrones de teleconexión más influyentes durante todas las estaciones del año (Barnston and Livezey, 1987). Combina los patrones del Atlántico Este y Oeste, que fueron originalmente identificados para el invierno por Wallace and Gutzler (1981). La NAO consiste en un dipolo de anomalías norte-sur con un centro localizado sobre Islandia (Greenland) y otro, de signo opuesto entre las latitudes 35°N y 40°N del Atlántico Norte (Lisboa o Azores, dependiendo de cuando se estableció el índice). Durante la fase positiva, la NAO refleja presiones inferiores a la media (normal) sobre las altas latitudes de Atlántico Norte y por encima de la media (normal) sobre el Atlántico Norte central, este de EEUU y Europa occidental. La fase negativa refleja un patrón opuesto en las anomalías de altura y presión sobre estas mismas regiones.

Ambas fases de la NAO están asociadas con cambios en la intensidad y localización del 'Jet Stream' del Atlántico Norte, y en las modulaciones de los patrones normales de transporte zonal y meridional de calor y humedad (Hurrell, 1995), que resultan en cambios de los patrones de temperatura y precipitación, a menudo extendiéndose desde el este de América del Norte al oeste y centro de Europa. Las fases fuertes positivas de la NAO tienden a estar asociadas con temperaturas por encima de la media en el este de EEUU y norte de Europa y por debajo de la media en Groenlandia y, a menudo, en el sur de Europa y Oriente Medio. También están asociadas con precipitaciones por encima de la media sobre el norte de Europa y la península Escandinava en invierno, y por debajo de la media sobre el sur y centro de Europa. Patrones opuestos en las anomalías de temperatura y precipitación suelen ser observados durante fuertes fases negativas de la NAO. Durante períodos prolongados dominados por una particular fase de la NAO, son observados patrones anómalos de altura y temperatura extendiéndose hasta Rusia central y centro-norte de Siberia. La NAO muestra una variabilidad interestacional e interanual considerable, y son comunes períodos prolongados de varios meses de ambas fases positivas y negativas. En invierno, la NAO también muestra una variabilidad multi-decadal significativa (Hurrell, 1995).

En particular, es bien conocido que la (NAO) presenta una fuerte influencia sobre el oeste de Europa, específicamente sobre la PI donde una variabilidad general de los fenómenos meteorológicos es originado por este patrón de circulación. Nuestro estudio, en su relación con las diferentes componentes, permitirá determinar características básicas de los regímenes convectivo y estratiforme.

Continuando con el estudio, una correlación entre las componentes de la precipitación y este índice NAO, ha sido calculada para describir los efectos de la oscilación sobre cada sector y cada componente y poder compararlos. El efecto de la NAO es detallado respecto a cada uno de los 5 sectores, teniendo en cuenta que este índice afecta a la PI por su situación geográfica y no a otras características climáticas. Sin embargo, afecta de forma diferente a cada sector, por lo que se presenta una descripción detallada en esta sección. Con las series temporales utilizadas: la media de cada tres meses de la componente principal de las anomalías mensuales de presión a nivel del mar sobre el Atlántico (OND, NDJ, DJF, JFM) y los resultados de la precipitación estratiforme y convectiva para los períodos equivalentes de tres meses, desde 1998 hasta 2014, se computan correlaciones separadas para cada componente, NAO-Pc y NAO-Ps. También se realiza una comparación entre los diferentes sectores.

Aunque no exista la misma relación entre el índice NAO y las cantidades de precipitación en todos los sectores, los valores de correlación con la precipitación estratiforme (similar a la precipitación total) suelen ser mayores que para la convectiva (Tabla 5.1), excepto en S2.

Analizando los resultados sector por sector:

Los sectores S2 (Centro), S4 (Suroeste) y S5 (Sureste) de la PI, son los sectores con correlaciones más altas entre NAO y ambas componentes, y por tanto, la precipitación

Tabla 5.1: Valores de correlación entre NAO y las componentes de precipitación para los diferentes sectores de la PI, para el período elegido de octubre a marzo. Se pueden observar, en general, los valores absolutos más altos para la componente estratiforme.

	$P_c$	$P_s$	$P_t$
S1	-0.27	-0.49	-0.47
S2	-0.64	-0.52	-0.66
S3	-0.06	-0.28	-0.24
S4	-0.62	-0.64	-0.73
S5	-0.52	-0.68	-0.76

total. No se puede asegurar que los valores obtenidos en el sector S5, al ser de escasa precipitación, sean suficientemente robustos. Son seguidas por S1 (Norte), cuya componente estratiforme está aún más influenciada que la total. La correlación del índice NAO sobre S1 no es tan alta, debido a que es modulado por otros índices en forma opuesta y otros fenómenos, como la orografía y masas de aire procedente del Norte de Europa. Finalmente, S3 (Levante), está muy lejos de presentar una buena correlación con la NAO, y por tanto de la influencia de la circulación atlántica.

Consecuentemente, tres amplias áreas pueden diferenciarse en términos de los efectos de la NAO sobre la PI, de mayor a menor influencia: 1) Sectores 2, 4 y 5 que incluyen Centro y Sur de España, con influencia muy similar entre la NAO y ambas componentes; 2) Sector 1, Norte peninsular, mostrando una moderada influencia de la circulación zonal, pero con más dominio sobre la componente estratiforme que sobre la total y 3) Sector 3, Levante, fuertemente influenciado por el mar Mediterráneo.

Un punto importante a considerar, son las pendientes de la relación entre las dos variables NAO-Ps, que se muestran mayores en todos los sectores (Figura 5.3), lo que confirma una clara y fuerte influencia sobre la precipitación estratiforme. Esto es obvio, debido a la regularidad del patrón a gran escala, sin tener en cuenta las regiones de estudio. También debe ser puntualizada la relación inversa entre NAO y los regímenes de precipitación. Cuanto menor es el índice NAO, mayores son las cantidades de precipitación en ambos regímenes de nuestro área de estudio.

Tal resultado emerge del propio comportamiento de la NAO, desde que durante las fases positivas, los vientos del oeste son más fuertes y producen más episodios lluviosos sobre Europa central. Pero cuando la oscilación está bajo la fase negativa, menos diferencia entre los valores de presión a nivel del mar (SLP), los vientos decrecen en esa dirección y son desplazados hacia el sur de Europa. Consecuentemente, la PI está más afectada por las lluvias, especialmente en el centro y suroeste.

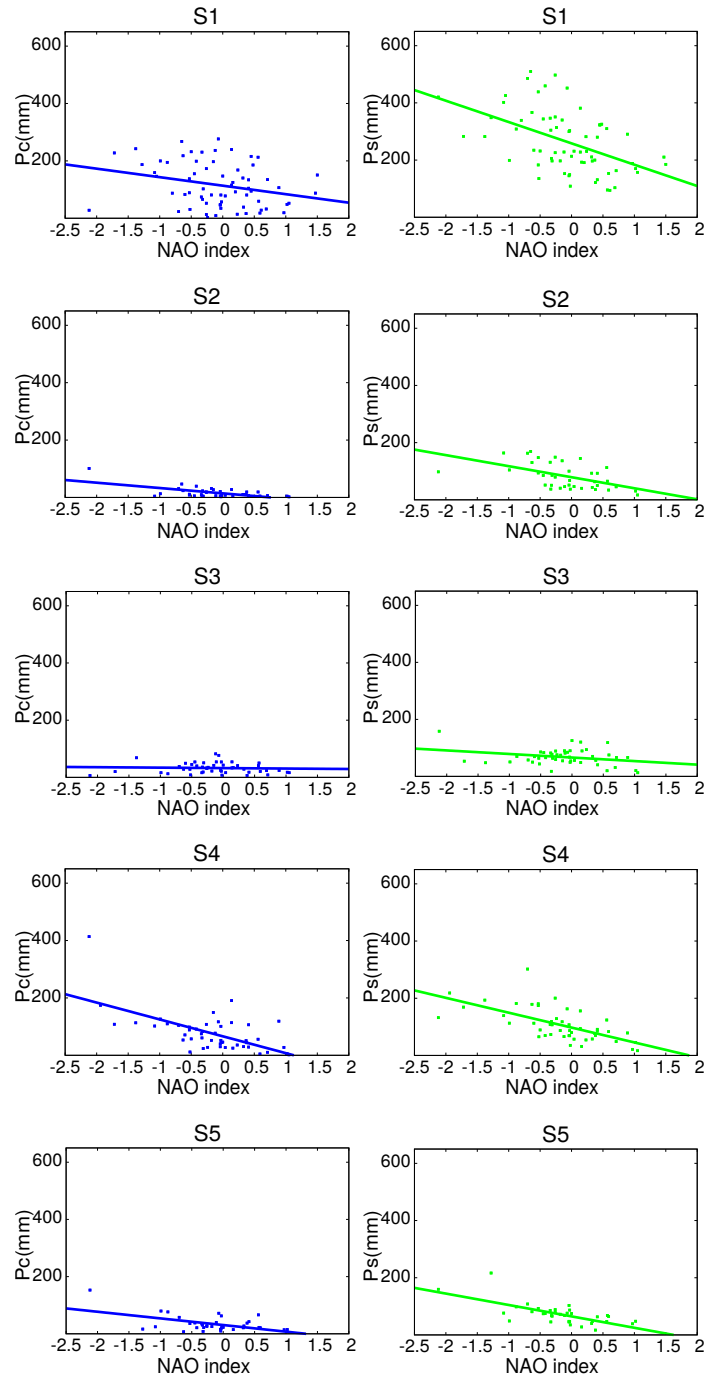


Figura 5.3: Relación de las componentes de precipitación con la NAO para los diferentes sectores.

### 5.3.2. Atlántico Oriental (EA)

El patrón del Atlántico Este es el segundo modo de variabilidad de baja frecuencia sobre el Atlántico Norte. Estructuralmente es parecido a la NAO, y consiste en un dipolo norte-sur de centros de anomalías en el Atlántico Norte de este a oeste. Los centros de anomalías están desplazados hacia el sureste respecto de las líneas nodales aproximadas del patrón NAO. A menudo es interpretado como un patrón NAO desplazado hacia el sur. Sin embargo, el centro de más baja latitud contiene una fuerte asociación con las modulaciones en su intensidad en el límite subtropical. Esta asociación subtropical hace que EA se distinga de NAO.

La fase positiva está asociada con temperaturas por encima de la media en Europa en todos los meses.

Este patrón muestra una variabilidad multidecadal muy fuerte en el período 1950-2004, prevaleciendo la fase negativa durante el período 1950-1976, mientras que durante 1977-2004 prevalece la fase positiva, siendo particularmente fuerte y persistente durante 1997-2004.

El patrón del Atlántico Oriental, explica gran parte de la variabilidad de la precipitación y temperatura en el margen occidental de la PI ([Rodrigo and Trigo, 2007](#); [Saenz et al., 2001](#)).

Los valores de correlación calculados (Tabla 5.2), para el mismo período de estudio que para la NAO (octubre-marzo), muestran que la influencia es mayor en S1 y S2, prácticamente dominada por la estratiforme. Sin embargo, en S4 y S5, la convectiva está en mayor sintonía con el patrón, mostrando las correlaciones una influencia más cercana entre los dos tipos de precipitación. En S3 no existe ninguna influencia.

Tabla 5.2: Valores de correlación entre EA y las componentes de precipitación para los diferentes sectores de la PI.

	$P_c$	$P_s$	$P_t$
S1	0.27	0.55	0.52
S2	0.22	0.51	0.51
S3	0.02	-0.04	-0.02
S4	0.35	0.42	0.44
S5	0.36	0.29	0.43

Respecto a las pendientes de las líneas de regresión, son justamente contrarias a la de la NAO. Es decir, para valores positivos del índice, mayores valores en precipitación.



Lo cual indica mayor precipitación, en casi toda la PI, cuando este patrón se encuentra en fase positiva.

La mayor pendiente se encuentra en S1, para la estratiforme, lo que corrobora la influencia sobre esta componente en este sector. Una influencia más moderada ocurre en S2, aunque los coeficientes de correlación sean parecidos. Para la convectiva, es en S4 donde está la mayor influencia de este patrón, casi en paralelo con la estratiforme. S5 presenta pendientes muy bajas en ambas componentes, a pesar de una correlación parecida a S4 en la convectiva.

### 5.3.3. Atlántico Oriental/Rusia Occidental (EA/WR)

El patrón Atlántico Este / Rusia Oeste (EA/WR) es uno de los que más afectan a toda Eurasia a lo largo del año. Está definido sobre el geopotencial en niveles medios (500 hPa de la atmósfera), con tres centros de oeste a este: Inglaterra y Dinamarca, 50°-60°N, 10°W-10°E; mar Caspio 40° 50°N, 50° 60° E; norte de Corea 40° 50°N, 115° 135°E.

La fase positiva esta asociada con anomalías positivas localizadas sobre Europa y norte de China, y la fase negativa con anomalías positivas localizadas sobre el Atlántico Norte central y el norte del mar Caspio.

En cuanto a las precipitaciones, las anomalías asociadas con la fase positiva son generalmente superiores en el este de China e inferiores sobre Europa central.

Este patrón explica parte de la variabilidad de la precipitación en la PI junto con el patrón escandinavo (Serrano et al., 1999; Rodríguez Fonseca and Serrano, 2002), discutido en la siguiente sección.

Los resultados obtenidos para el mismo período de estudio que en los patrones anteriores (octubre-marzo), se observa que existe una escasa correlación de la precipitación en la PI con este patrón, excepto en S1, en la componente convectiva.

Si tenemos en cuenta las correlaciones trimestralmente (Apéndice B), esta componente tiene un máximo en DJF para S1 y S2 (-0.50 y -0.37, respectivamente), en OND para S3 (-0.45) y en SON para S5 (-0.52), dejando de lado S4 por ser el menos influido. Por tanto, podríamos decir que existe un desplazamiento, tanto en el tiempo como en espacio, de la influencia de este patrón de este-sureste a centro-norte, desde el otoño al invierno peninsular, sobre la componente convectiva.

Sin embargo, la precipitación estratiforme tiene una respuesta diferente. Tiene una gran conexión en OND (0.89) en S2, pero en sentido contrario. Es decir cuando el patrón está en fase positiva, produce mayor regularidad en las precipitaciones. Esto ocurre también para S3 (en JFM con 0.26) y S4 (en NDJ con 0.39), aunque no con tanta intensidad. Lo cual, nos induce a pensar que este comportamiento va disipándose a medida que se dirige hacia los sectores S4 y S3 en los meses contiguos.

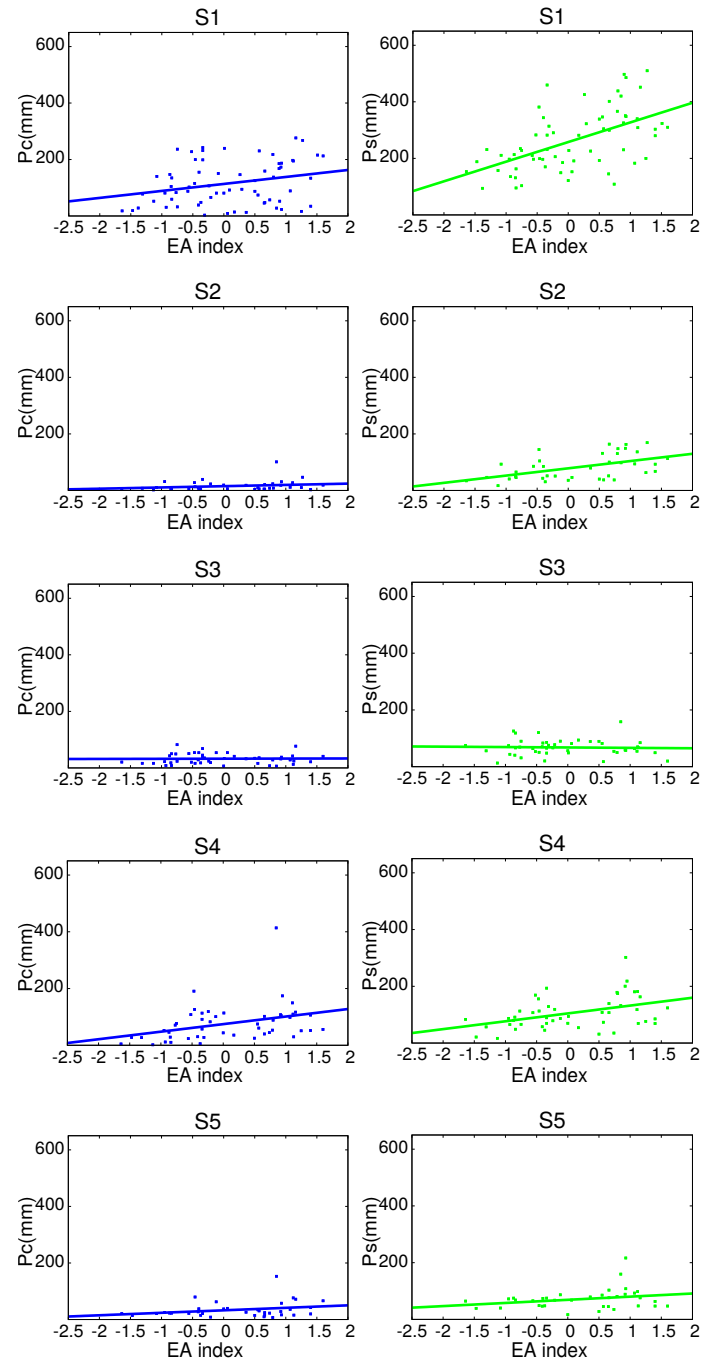


Figura 5.4: Relación de las componentes de precipitación con EA para los diferentes sectores.

Tabla 5.3: Valores de correlación entre el índice EAWR y las componentes de precipitación para los diferentes sectores de la PI.

	$P_c$	$P_s$	$P_t$
S1	-0.46	-0.18	-0.35
S2	-0.27	0.21	0.08
S3	-0.29	-0.06	-0.19
S4	-0.08	0.12	0.01
S5	-0.30	-0.06	-0.17

En general, se observa una mayor influencia sobre la componente convectiva, dado que en la mayoría de los sectores la recta de regresión es casi paralela a la precipitación total, excepto en S2, con pendiente opuesta. Pero los valores moderados de sus pendientes (no en S1), indican que no es de los patrones más influyentes en la precipitación de PI, salvo en el norte peninsular.

#### 5.3.4. Patrón Escandinavo (SCAND)

El patrón escandinavo (SCAND) representa un centro de circulación primaria sobre Escandinavia, 60°-70°N, 25°-50°E, otro más débil de signo opuesto sobre el este de Rusia/oeste de Mongolia, 30°-45°N, 80°-100° E; y, excepto en la primavera, otro centro de signo opuesto al escandinavo, en los alrededores de la PI, entre 35°-50°N, 10°- 20°W. La fase positiva de este patrón está asociada con anomalías positivas de altura, reflejando algunas veces bloqueos anticiclónicos, sobre Escandinavia y Oeste de Rusia. También se le asocian temperaturas por debajo de la media sobre Rusia central y oeste de Europa y precipitaciones por encima de la media sobre el centro y sur de Europa, y por debajo de la media en Escandinavia. La fase negativa está asociada con anomalías de altura negativas en estas mismas regiones.

En nuestro estudio particular para la PI, los coeficientes de correlación entre las componentes de la precipitación y SCAND muestran, en términos generales, una mayor influencia sobre la componente estratiforme, al igual que ocurría con el índice NAO, pero en sentido opuesto. Es decir, a medida que el índice se hace más positivo, la precipitación aumenta. Lo que concuerda con que en la fase positiva del SCAND, las precipitaciones registradas en el sur de Europa sean mayores. Esto ocurría también con el patrón EA, pero con menos intensidad. Sigue permaneciendo con escasa influencia el área de Levante, dado sus valores mucho más bajos de correlación, aunque en los meses de enero, febrero y marzo (JFM), presenta unos máximos de 0.30, 0.58 y 0.52 (Apéndice B) para  $P_c$ ,  $P_s$  y  $P_t$ , respectivamente, pero también inferiores a los de otro índices. Sin embargo, en S2 se obtienen unos valores máximos de 0.88 (NDJ), 0.91 (OND) y 0.87 (NDJ), que superan los

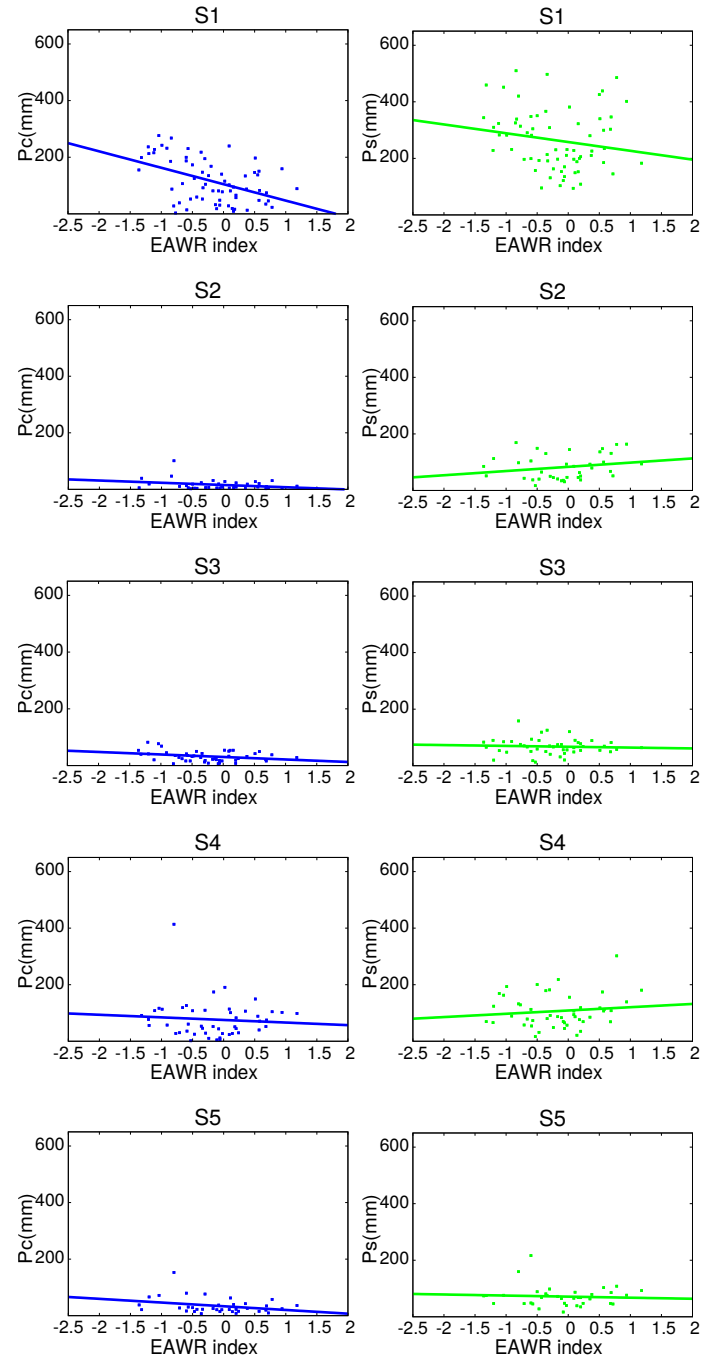


Figura 5.5: Relación de las componentes de precipitación con EAWR para los diferentes sectores. Se mantiene la misma escala para una mejor comparación entre ellas

de los demás índices. En la tabla 5.4, también se puede apreciar cómo en este sector tiene una mayor influencia con respecto a los demás, durante el período de lluvias seleccionado de octubre a marzo.

Tabla 5.4: Valores de correlación entre el índice SCAND y las componentes de precipitación para los diferentes sectores de la PI.

	$P_c$	$P_s$	$P_t$
S1	0.39	0.56	0.59
S2	0.52	0.48	0.58
S3	0.12	0.14	0.16
S4	0.38	0.49	0.50
S5	0.37	0.50	0.50

Atendiendo a las pendientes de las líneas de regresión, todas reflejan una mayor pendiente en la estratiforme, como cabía esperar, dado la mayor influencia sobre esta componente. Sólo en S4, se observa un paralelismo entre ambas componentes, con variaciones similares entre el índice y las cantidades de precipitación. Pero es S1 el sector que se ve más afectado por la variación del índice con predominio sobre la estratiforme. Esto también sucede en S2, aunque con menor pendiente (Fig. 5.6).

### 5.3.5. Oscilación del Mediterráneo Occidental (WeMO)

Se define este índice de la Oscilación del Mediterráneo Occidental (WeMO) como diferencia de presiones estandarizadas entre Padua (45°N-12°E), en el norte de Italia, y San Fernando (Cádiz) (36°N-6°W), en el suroeste de España. El índice se obtiene en base al dipolo entre las presiones atmosféricas en superficie promediadas mensualmente y estandarizadas de las series barométricas diarias de estos dos puntos geográficos ([Camuffo and Jones, 2002](#)).

Se trata de un patrón a menor escala que los anteriores, pero de gran influencia en costa mediterránea de la PI. Dado el carácter independiente de la región con respecto a sus limítrofes, se ha buscado un patrón más influyente que los anteriores, para poder explicar el régimen pluviométrico de esta zona.

La estructura de la fase positiva consiste en un anticiclón hacia el oeste de la PI, fuerte alta de Azores o una dorsal de ella, junto con una depresión en el norte de la Península Itálica, en Liguria o en el Adriático. Tal situación sinóptica advectaría flujos de componente norte hacia el interior de la cuenca del Mediterráneo occidental (Fig. 5.7).

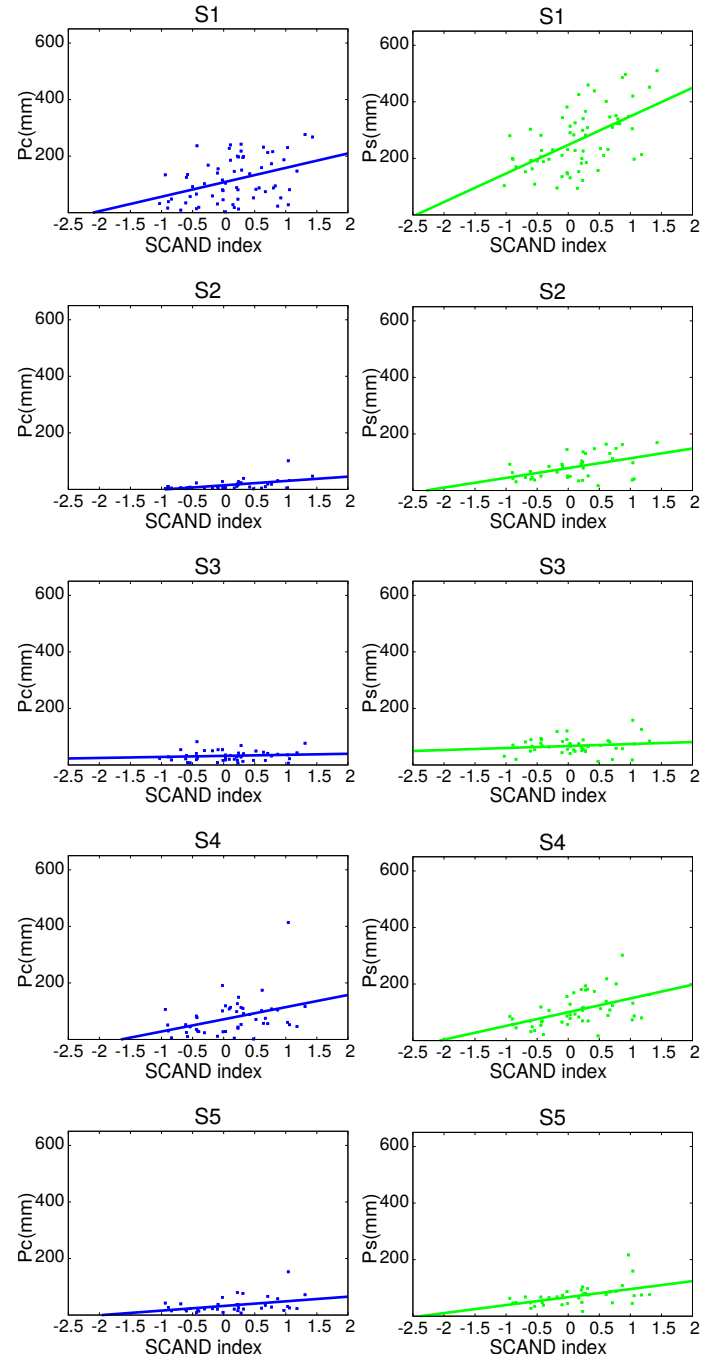


Figura 5.6: Relación de las componentes de precipitación con el índice SCAND para los diferentes sectores.

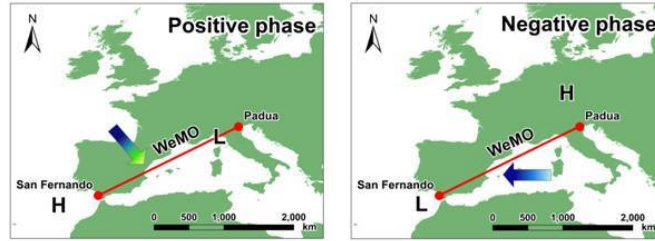


Figura 5.7: Fases positiva y negativa de la Oscilación del Mediterráneo Occidental (WeMO) ([www.ub.edu/gc/English/wemo.htm](http://www.ub.edu/gc/English/wemo.htm))

La fase negativa se corresponde, por el contrario, con una baja en el golfo de Cádiz o en el área delimitada por Azores-Madeira, Canarias y el suroeste ibérico, junto con altas presiones en Centro Europa y el norte de Italia. Tal situación comportaría flujos de componente este en gran parte de la cuenca mediterránea con anomalías positivas de la SST en el Mediterráneo y lluvias sobre esta región.

La Tabla 5.5, muestra unas correlaciones muy bajas para el período desde octubre a marzo, por lo que es en este caso, cuando vamos a destacar la influencia durante los meses de otoño (SON). Los valores de las correlaciones del índice con  $P_c$ ,  $P_s$  y  $P_t$  en S3 son -0.45, -0.40 y -0.63 para SON, respectivamente (Apéndice B), lo que daría una mejor explicación del comportamiento general de la precipitación en este sector, y en particular, del régimen convectivo, que otros patrones de circulación. Incluso teniendo en cuenta todo el período O-M, se observa una correlación más alta en este sector, en consonancia con la NAO (negativa), contraria a S1.

Tabla 5.5: Valores de correlación entre WeMO y las componentes de precipitación para los diferentes sectores de la PI.

	$P_c$	$P_s$	$P_t$
S1	0.20	0.42	0.39
S2	-0.14	0.08	0.02
S3	-0.15	-0.42	-0.38
S4	-0.13	-0.05	-0.11
S5	-0.07	0.01	-0.09

Las rectas de regresión corroboran justamente este comportamiento contrario entre S1 y S3, con respecto a la WeMO. La fase positiva del patrón, asociada a vientos de componente norte, son los que causarían mayores precipitaciones en S1 y menores en

S3, ya que en este sector, el aumento de precipitación es generado por los vientos de componente este de la fase negativa.

#### 5.4. Relación de los Patrones con los datos del Proyecto TOGA COARE

Para finalizar con el estudio de la influencia de los diferentes patrones de teleconexión con las componentes de precipitación, se han utilizado dos series temporales para su evaluación. Por un lado, los índices de los patrones durante el período de estudio (1998-2014) y por otro, las precipitaciones acumuladas durante los meses de otoño-invierno caracterizados, en general, con mayor lluvia en la PI (octubre a marzo), año a año, con los datos procedentes del proyecto TOGA COARE (Figuras 5.9, 5.10, 5.11, 5.12 y 5.13).

El período más largo de fase negativa de la NAO (2010-2011) coincide con los años de mayor cantidad de precipitación convectiva registrada en el área atlántica. También ocurre entre el año 2012 y 2013, existiendo un período intermedio de fase positiva en el que se observa un mapa casi con ausencia de este tipo de precipitación (Fig. 5.11 (e)). Aunque previamente se haya visto la mayor influencia de la NAO sobre la componente estratiforme, no era despreciable su influencia sobre la convectiva como se puede apreciar en las figuras.

También en los años 2010 y 2011, existe un período de fase negativa en el EA/WR que conjuntamente con la NAO, colabora en el aumento de este tipo de precipitación, ya que vimos que este patrón sin ejercer una excesiva influencia, si tenía mejores correlaciones con la componente convectiva.

Según el índice EA, el período más duradero en fase positiva, asociado a mayor cantidad de precipitación, a partir de 2012, sí se observa un aumento de la precipitación estratiforme. Esto coincide con el resultado anterior de la influencia de este patrón sobre la componente estratiforme.

El índice SCAND no ofrece períodos largos en una misma fase, con lo que el análisis tendría que ser de forma mensual. Tan solo, parte del año 2000 se encuentra dominada por la fase positiva, con un aumento en la precipitación estratiforme, coincidente con resultados anteriores, sobretodo en los sectores S1, S2 y S4.

Por último, en la serie del índice WeMO se puede ver un período continuo en fase positiva al principio del período de estudio (1999-2003), que se refleja en una ausencia de convectiva, sobretodo en el área de Levante (S3), pero sí precipitación estratiforme en el Norte (S1), de acuerdo a resultados anteriores.



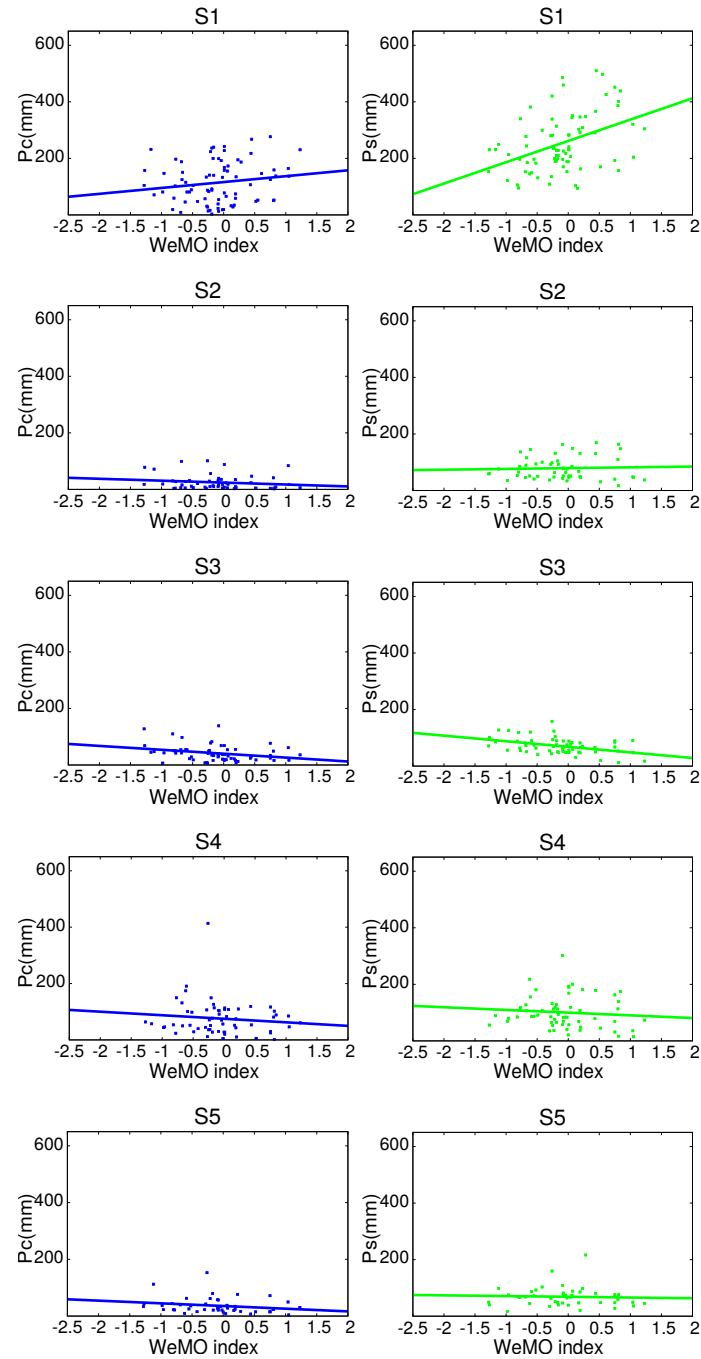


Figura 5.8: Relación de las componentes de precipitación con el índice WeMO para los diferentes sectores.

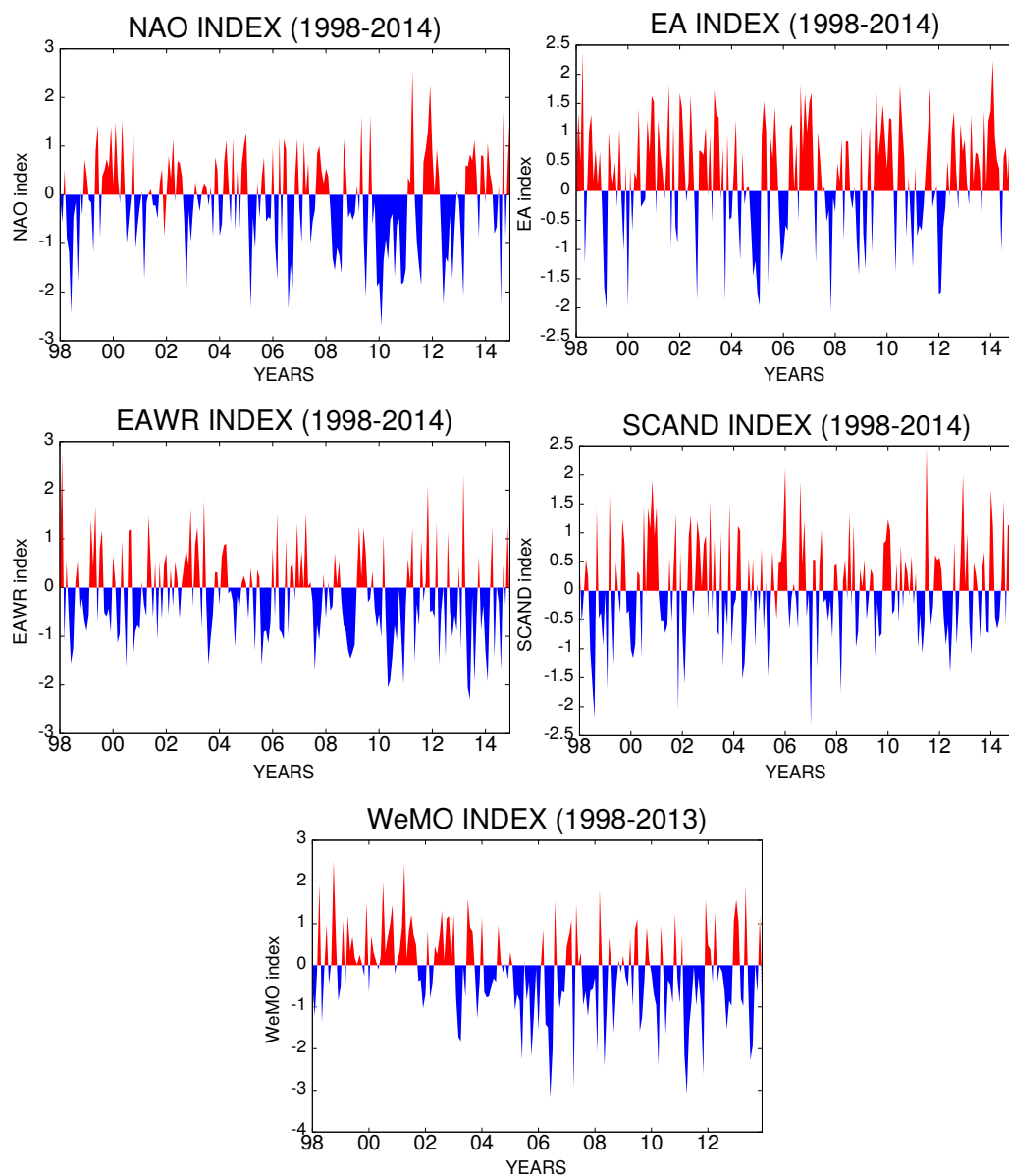


Figura 5.9: Series temporales de los índices de teleconexión para el período de estudio (1998-2014). La serie del índice WeMO solo se encuentra disponible hasta 2013.

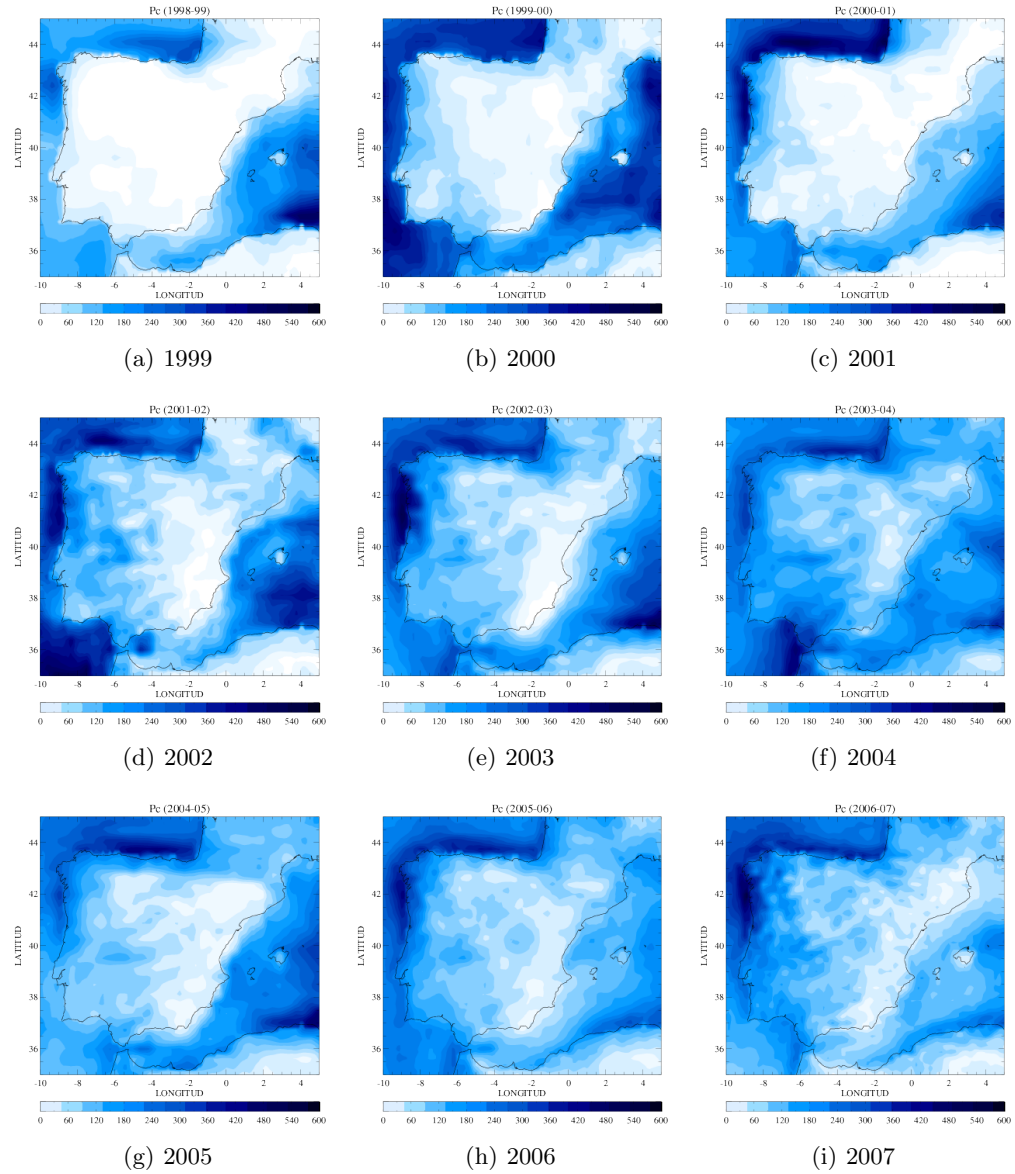


Figura 5.10:  $P_c$  acumulada de octubre a marzo en la PI (1999-2007), según datos de TOGA COARE

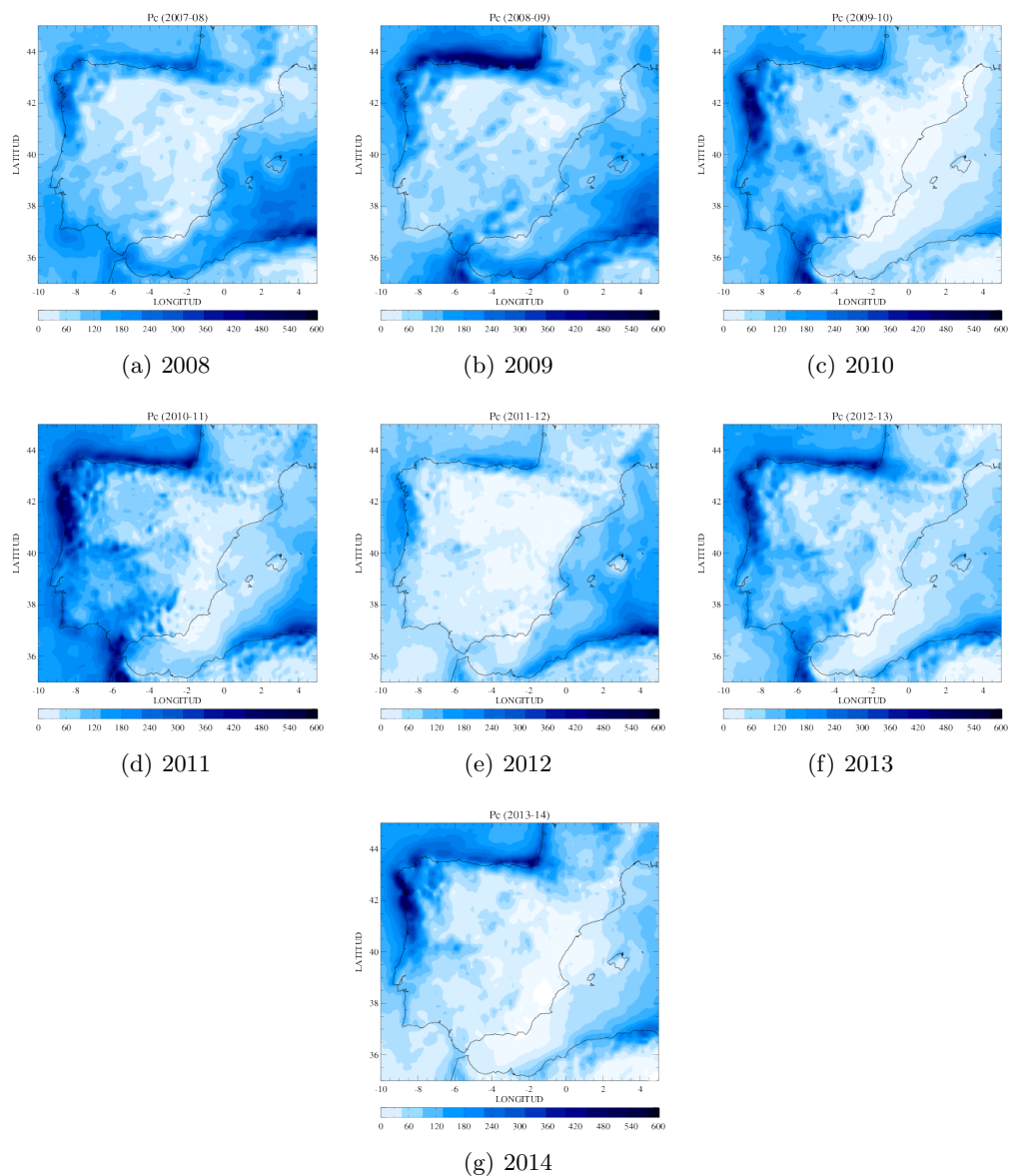


Figura 5.11:  $P_c$  acumulada de octubre a marzo en la PI (2008-2014), según datos de TOGA COARE

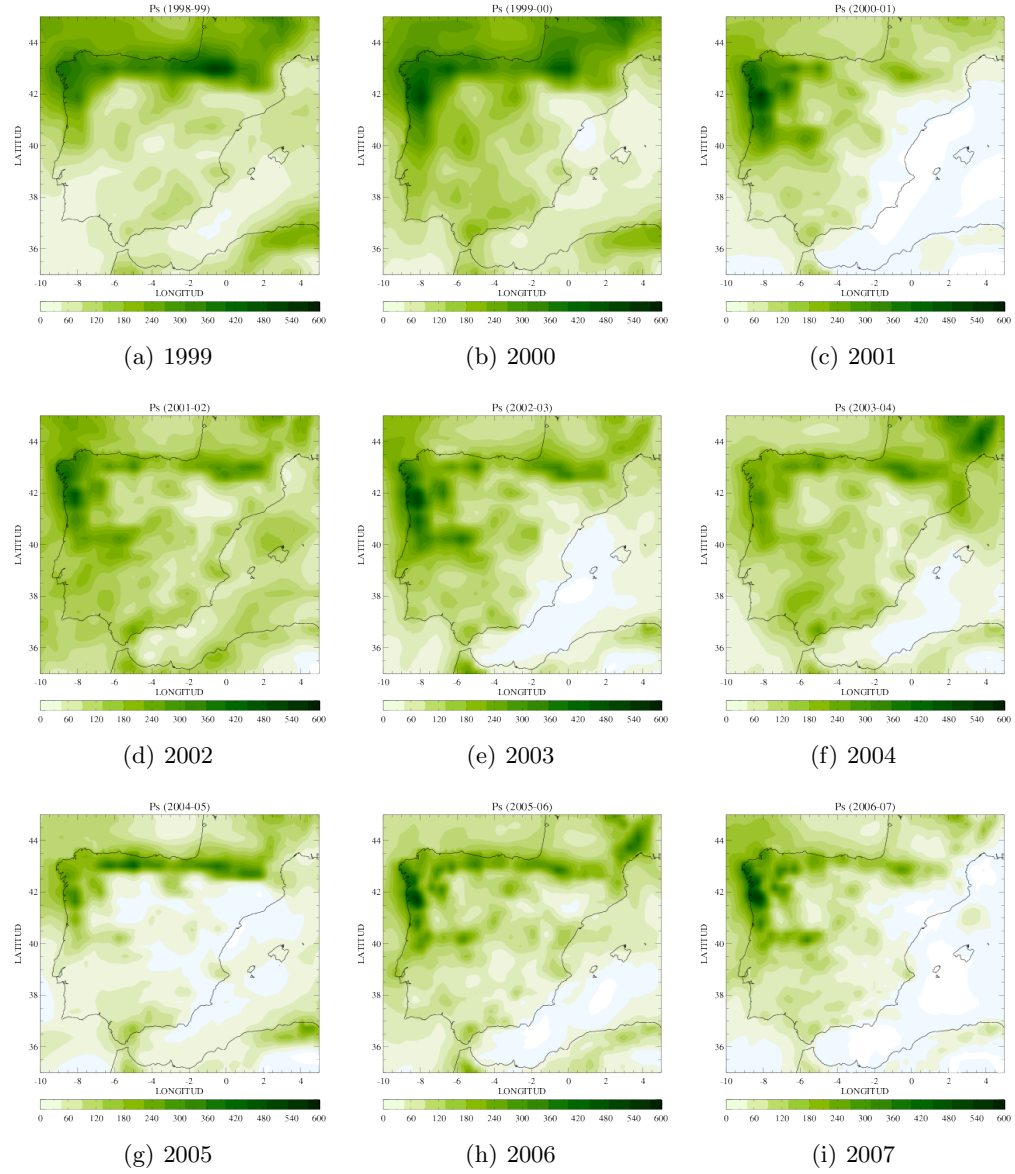


Figura 5.12:  $P_s$  acumulada en los meses de octubre a marzo en la PI (1999-2007), según los datos de TOGA COARE

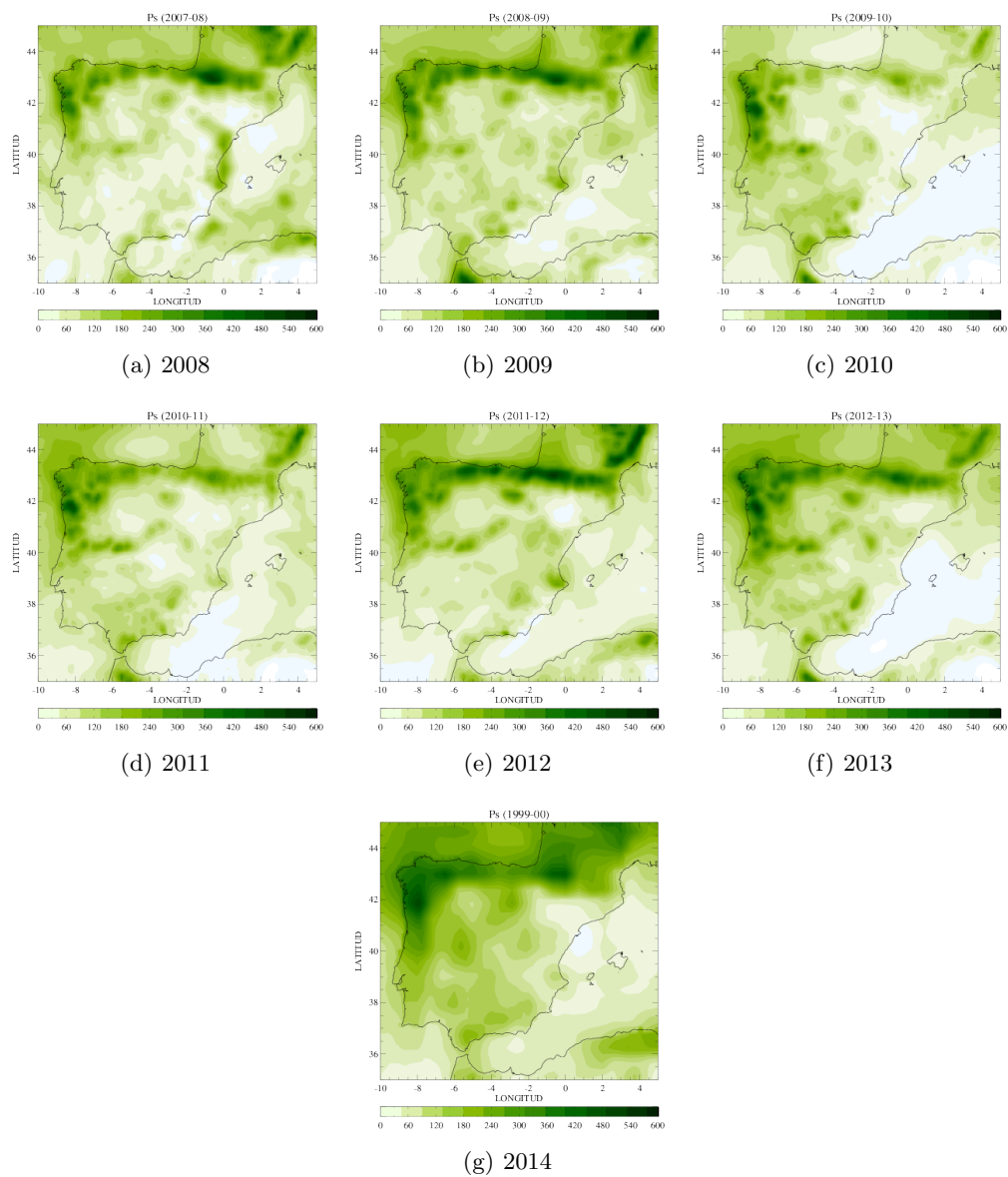


Figura 5.13:  $P_s$  acumulada en los meses de octubre a marzo en la PI (2008-2014), según los datos de TOGA COARE

### 5.5. Discusión y Conclusiones

En este capítulo se ha analizado la relación que tienen los patrones de teleconexión más influyentes sobre la PI. Se concluye que todos ejercen un dominio sobre la componente estratiforme, sin despreciar en algunos casos, su influencia sobre la convectiva (NAO en el centro y suroeste, EAWR en el norte, SCAND en el centro o WeMO en el área de Levante). Se ha visto cómo cada uno de los patrones afectan en su fase positiva o negativa a la PI, con correlaciones negativas para la NAO y la WeMO (en general), y positivas para EA y SCAND, siendo especial el comportamiento de EAWR, con correlaciones positivas o negativas, según los sectores, aunque siempre negativa con la componente convectiva. Un caso excepcional se produce entre S1 y S3 con el índice WeMO, que presenta una correlación positiva para S1 cuando es negativa para S3. Esto conlleva comportamientos contrarios en el régimen de precipitaciones, afectando más a la componente convectiva en S3, mientras que en S1 afecta más a la estratiforme. Este resultado también puede ser observado en los mapas expuestos con los datos de TOGA COARE, donde se evalúan los períodos más significativos con continuidad en las fases positiva o negativas, y se observa el efecto que causan en las dos componentes de la precipitación en diferentes zonas de la PI, confirmando los resultados anteriores.

## Identificación de Episodios Convectivos

### 6.1. Introducción

En los capítulos anteriores se ha tratado de dar una visión de la evolución de las componentes de precipitación, su comportamiento y cómo afectan al régimen pluviométrico, promediada en el período de tiempo del registro de datos disponibles y en áreas, suficientemente extensas como para tener una cierta identidad climática. De esta manera, se puede establecer una clasificación de los regímenes pluviométricos predominantes, y analizar las tendencias de cada tipo de precipitación. Al tratarse de una serie temporal de más de una década, se ha considerado interesante evaluar su relación con los diferentes patrones climáticos a gran escala, para ver el grado de influencia que tienen sectorialmente, en cada componente. En el presente capítulo, el análisis se va a centrar, no en cantidades de precipitación acumuladas de cada componente por separado, sino en episodios individuales de precipitación, con el objetivo de reconocer los eventos predominantemente convectivos además de sus características más destacables.

Así como es sencillo reconocer cualquier evento de precipitación en el tiempo y en el espacio, mediante los aparatos de medida convencionales, no es tan trivial la identificación de fenómenos convectivos. Esta dificultad se acentúa por el hecho de que en todos los episodios de precipitación pueden estar presentes ambas componentes ([Houze, 1997](#); [Storm et al., 2007](#)). Esta complejidad, nos ha llevado a desarrollar una metodología para establecer un criterio de clasificación basado en una razón de intensidad crítica que hemos tomado como referencia (Capítulo 2). Los episodios lluviosos serán entonces clasificados según la componente que predomine. Posteriormente, un análisis de episodios convectivos y la relación con situaciones sinópticas constituyen otros objetivos para profundizar en el conocimiento de los episodios más frecuentes en cada área. La metodología utilizada es complementada con datos de satélite, con el fin de contrastar desde otro punto de vista diferente al de este trabajo, la naturaleza convectiva de dichos episodios.



## 6.2. Fenómenos Convectivos. Tipos y Origen.

Desde la perspectiva de la precipitación recogida en superficie, denominamos como 'episodio de precipitación' a aquel período de tiempo en el que se registra cualquier cantidad de agua en el pluviómetro, en cualquiera de sus formas (lluvia, nieve, etc) de manera continua, sea cual fuere su origen procedente de la atmósfera (Cap.2). Al ser los datos disponibles horarios, la continuidad del episodio se basa en observaciones de horas consecutivas, pues las variaciones a menor escala que una hora no pueden detectarse. Durante este período, las cantidades recogidas de precipitación superficial pueden cambiar en intensidad. En base a todo ello, se establece un criterio para clasificar los diferentes episodios.

La intensidad de precipitación superficial es resultado, de la situación atmosférica, tanto a nivel mesoescalar como sinóptico; y también, de los procesos microfísicos, que llevan al crecimiento de las gotículas de nube a gotas de agua o hielo y a su precipitación, íntimamente ligados a los movimientos verticales del interior de las nubes. En su relación con la situación atmosférica, ésta puede generar episodios con una duración de horas, e incluso menos, hasta días, dependiendo de los movimientos de circulación a escala local, regional, mesoescala o sinóptica.

Uno de los objetivos centrales de este trabajo es la evaluación de episodios de carácter convectivo. La expresión 'fenómeno convectivo' puede generar cierta ambigüedad, pues incluye todos aquellos fenómenos en los que se produzca convección y ésta es inherente al comportamiento atmosférico. La actividad convectiva atmosférica esta presente siempre en cualquier lugar, pero si se dan unas condiciones térmicas y dinámicas determinadas, puede generar fenómenos suficientemente intensos y peligrosos por las cantidades de precipitación generadas en cortos períodos de tiempo, que ocasionan lluvias torrenciales. Se puede presentar en estructuras nubosas muy variadas. Desde nubes de evolución con escaso desarrollo vertical, que incluso no llegan a dar precipitación (Cúmulos, Cu), tormentas aisladas de unos kilómetros de extensión horizontal y ciclos de vida que no llegan a media hora, hasta estructuras convectivas de mayor tamaño, organización y complejidad. Este último caso corresponde frecuentemente a nubes de gran desarrollo vertical (CúmuloNimbos, Cb) con base cerca del suelo y cima a gran altura, pudiendo tocar la tropopausa. Por lo menos una parte de la cima es alisada, fibrosa y aplastada, y se extiende a modo de penacho llamado yunque, que indica la dirección del viento en altura. Prácticamente todos los CúmuloNimbos generan tormentas y grandes cantidades de precipitación, según su grado de organización y desarrollo.

Fenómenos convectivos de cierta embergadura han sido ampliamente estudiados por diversos autores, a través de diferentes técnicas, con imágenes de satélite ([Anagnostou, 2004](#); [Grimsdell et al., 2010](#); [Hossain et al., 2004](#); [Kidd et al., 2003](#); [Mohr et al., 2014](#); [Tapiador et al., 2004](#); [Wimmers and Velden, 2007](#); [Walker et al., 2012](#)), técnicas de radar ([Bellerby et al., 2000](#); [Furuzawa and Nakamura, 2005](#); [Gourly et al., 2002](#); [Mahale et al., 2014](#); [Reudenbach et al., 2001](#); [Romatschke and Houze, 2013](#); [Tang et al., 2014](#)) o detección de rayos ([Bertram and Mayr, 2004](#); [Gatlin and Goodman, 2010](#); [Parker et al.,](#)

2001; Rivas et al., 2001; Rivas and De Pablo, 2002, 2003; Zhou et al., 2002; Xu et al., 2013) entre otros, y han sido clasificados según su intensidad, duración y situaciones sinópticas asociadas. Existen clasificaciones para los grupos de células o sistemas convectivos en función de las imágenes de radar que se basan en la forma de agrupamiento de los complejos celulares: estructuras englobadas en la isolínea de 40 dBZ y en la que existen células radar muy intensas. Por otro lado, también existen clasificaciones en función de la detección de rayos o de imágenes de satélite. Por tanto, una combinación de todos los datos disponibles sería ideal para una clasificación más completa, aunque difícil por las dimensiones de algunos de los fenómenos considerados y los instrumentos de medida disponibles. Una clasificación sencilla, adoptada de forma general, dentro del entorno mesoescalar, en el que concurren la mayoría de estos fenómenos, considera principalmente tres grupos: célula aislada, multicélula y supercélula.

- Célula convectiva aislada, estaría formada por un par de corrientes, ascendente y descendente, en su fase madura. Casi no se observa con el radar y es difícil que ocurra, pues normalmente aparecen otros focos de convección alrededor. Con una duración de 30 a 60 minutos afecta a un área relativamente pequeña. El tiempo que llevan asociado en superficie no suele ser muy severo.
- Grupo o clúster de células convectivas (CCs). Se trata de una agrupación de varios núcleos convectivos individuales. Pueden estar separados unos de otros, sin una aparente organización, formando un conjunto de CCs en diferentes grados de desarrollo sin existir estructura alguna en su fase madura y con un tamaño similar a los de los CCs aislados, o también pueden alcanzar un alto grado de organización, agrupándose en clústers con estructuras multicelulares, asociadas a una mayor probabilidad de tiempo severo en superficie que las tormentas aisladas, pero menos que las supercélulas.
- En el otro extremo se encuentran las supercélulas, inmensa tormenta en rotación, con corrientes ascendentes muy intensas y un mesociclón asociado en niveles medios que puede incluso producir tornados. Asociadas a una gran inestabilidad atmosférica, presentan una gran organización de circulación interna, que les hace tener una mayor duración. En su organizada circulación aparecen movimientos rotatorios verticales y horizontales, llegando a producir granizo de hasta 17 cm de diámetro. El origen de estos movimientos se encuentra en la cizalladura vertical del viento en bajos niveles de la troposfera que genera una vorticidad horizontal. Si existen unas condiciones de inestabilidad suficientes, se genera una corriente de convección ascendente que puede superar la vorticidad horizontal, de forma que pasa a ser vertical, combinándose con la corriente de convección ascendente y formándose la supercélula.

De los tres grupos, los más habituales son las multicélulas, estructuradas o no, sobre todo en nuestras latitudes, y en particular en la PI. Por su estructura se pueden presentar en forma lineal (Líneas de Turbonada, LT) o de manera más compleja, circular o elíptica. En general, estas estructuras, con cierto grado de complejidad, adoptan el término de Sistemas Convectivos Mesoescalares (SCMs).

Las zonas afectadas por los SCMs son amplias, alrededor de unos 100 km en una dimensión (Houze, 1993), pues su duración y extensión son elevadas. Se ubican en las proximidades de un frente con chorro en bajos niveles, que aporta aire cálido y húmedo (Maddox, 1983) y presenta altos valores de energía potencial convectiva disponible (Velasco and Fritsch, 1987). También son fundamentales la existencia de forzamiento térmico en niveles bajos y de inestabilidad condicional (Augustine and Howard, 1991).

La distinción entre simples estructuras convectivas y los SCMs es evidente si utilizamos imágenes de satélites (veremos algunos ejemplos en la sección 6.4.1). Se puede observar a simple vista, la diferencia espacial y temporal (con una secuencia de ellas) entre los núcleos convectivos desorganizados, y los SCMs, totalmente estructurados. En cuanto a la dinámica, son completamente diferentes en ambos casos. En su madurez, los SCMs suelen presentar una zona convectiva, con núcleos tormentosos muy activos, potencialmente adversos, y otra región con nubosidad estratiforme, formada a partir de la primera, que produce una lluvia continua y estratiforme. Estas zonas son de una extensión muy superior a la de la propia tormenta. Las circulaciones mesoescalares inducidas, interna y externamente, específicas de estas estructuras, pueden incluso influir en su entorno sinóptico.

Estos sistemas son los mayores contribuyentes a la precipitación registrada en zonas con un gran aporte de humedad cálida (Fritsch et al., 1986), por ello se dan en la estación de otoño en el área mediterránea, cuando la superficie del mar se ha calentado durante el verano y aporta un elevado grado de humedad a la atmósfera.

Si los SCMs adquieren proporciones horizontales y verticales muy elevadas, se convierten en Complejos Convectivos Mesoescalares (CCMs) con unas dimensiones horizontales que pueden ser del orden de decenas y centenas de kilómetros y con ciclos de vida que en algunos casos pasan de las 24 horas. Las condiciones que deben cumplir para diferenciarlos de los SCMs según Maddox (1980) son que las áreas a la altura de las isotermas de  $-32^{\circ}\text{C}$  y  $-52^{\circ}\text{C}$  deben cubrir  $100000\text{ km}^2$  y  $50000\text{ km}^2$ , respectivamente, durante al menos 6 horas y con una excentricidad de su forma elíptica mayor o igual que 0.7 en el momento de máxima extensión. Esta extensión viene determinada cuando el área a  $-32^{\circ}\text{C}$  alcanza su valor máximo. Estos criterios sólo definen a grandes estructuras convectivas, cuyos patrones fueron estudiados por diversos autores (Kane Jr et al., 1987; Mc Anelly and Cotton, 1989), siendo el área de precipitación aproximadamente un 80 % mayor que en los MCSs. Sin embargo, las cantidades de precipitación por unidad de área eran prácticamente las mismas, sin encontrar diferencias significativas en sus patrones de precipitación de ambos por Kane Jr et al. (1987), sugiriendo que la dinámica y termodinámica de los procesos envueltos es similar.

Al observarse que los CCMs (definidos con anterioridad) tenían características similares a los SCMs, se reestablecieron los criterios de Maddox para englobar a todo el conjunto de sistemas con propiedades parecidas. Se sigue manteniendo la idea inicial, pero con valores umbrales menos restrictivos. Los SCMs tienden a presentar menor grado de organización, ciclos de vida más cortos y viento medio menor.

Después de esta introducción teórica sobre los diferentes tipos de fenómenos convectivos, se tratará de: en primer lugar, identificar aquellos episodios considerados convectivos a partir de los resultados obtenidos con la precipitación recogida en superficie; y posteriormente, clasificarlos según sus características, para cada sector, además de relacionarlos con imágenes de satélite y ver qué tipo de fenómeno convectivo atmosférico, de los anteriormente descritos, los originó.

### 6.3. Evaluación de resultados.

Los conceptos anteriormente expuestos nos ayudarán en la consecución del propósito principal de este capítulo: identificar los episodios convectivos, basándonos en la razón de intensidad de precipitación superficial, relacionada con el tipo de fenómeno que la produce. Por ello, después de ser identificados y analizada su frecuencia, según los distintos sectores en que hemos dividido la PI, de forma general, sin considerar su procedencia, se continúa con el estudio de las características de los episodios de precipitación, ya clasificados como convectivos. Las características evaluadas son la precipitación máxima acumulada en una hora, en seis horas, la duración o la precipitación total acumulada durante todo el episodio, para poder hacer una reclasificación según el grado de intensidad y su duración. De esta forma, se puede asociar el episodio lluvioso localizado en una estación con el tipo de fenómeno convectivo atmosférico que lo produce.

#### 6.3.1. Identificación de episodios convectivos

La metodología utilizada nos ha permitido diferenciar el tipo de precipitación generada por aquellos procesos asociados a pequeños o grandes movimientos verticales en el interior de las nubes. Sin embargo, en los episodios de lluvia o nieve, lo habitual es que estén ambos tipos presentes. Surge entonces, la necesidad de un valor umbral de intensidad de precipitación para poder clasificarlos. El valor umbral, al que se le ha llamado  $R_c$ , explicado y fundamentado en el Capítulo 2 y obtenido a través de la metodología aplicada a los datos disponibles en el Capítulo 3, es el que nos sirve de referencia para esta clasificación.

Se ha calculado el mayor número posible de estos valores, dada su gran variabilidad, por las propiedades estadísticas tanto del método en sí, como del propio comportamiento de la precipitación. Por tanto, se utiliza un valor medio de todos los calculados para cada estación de cada año,  $R_c$ , debido al diferente comportamiento estacional de la precipitación.

Cada episodio de precipitación es evaluado en función de este valor umbral, considerándose convectivo aquel que lo supera y por tanto, con mayor cantidad porcentual de precipitación de este tipo, aunque coexista un menor porcentaje de componente estratiforme. En caso contrario, sería considerado estratiforme, sin tener en cuenta la exigencia

de una mayor proporción de componente convectiva en el cálculo de  $Rc$ . Obviamente, será considerada un valor umbral diferente para cada período estacional y sector, según los valores obtenidos mostrados en la Tabla 3.4.1 del Capítulo 3.

Para contemplar todos los tipos de episodios convectivos, se ha seguido el criterio de que se desarrollan en un tiempo medio de 6 horas aproximadamente, ya que algunos episodios locales tienen una duración desde unos 30min a unas 3h, pero los más complejos (CCMs) necesitan un tiempo mínimo de 6h (Maddox, 1980).

Esto no significa la no consideración de otros de menor duración. De hecho, sólo se aplica al cálculo de la  $Rc$ , con la finalidad de tener un criterio homogéneo para la identificación, y un valor umbral suficientemente significativo para considerar los episodios como convectivos, ya que al disminuir el número de horas para el cálculo de  $Rc$ , la restricción sería menor y habría una cantidad mayor de episodios que superarían este valor. Pero una vez hayan sido identificados y clasificados, se procede al análisis y caracterización de cada uno, y por tanto, de su duración individual.

En base a estas consideraciones, la construcción de una nueva serie de datos 'six-horaria', ha sido necesaria para el cálculo de la precipitación acumulada cada seis horas, según la metodología explicada en la Sección 2.3.2 del Capítulo 2.

Existen algunos casos en los que hay que afinar la metodología utilizada, que emplea la superación del valor umbral de la  $Rc$  para identificar el episodio convectivo. Sin embargo, puede ocurrir que este valor sea superado más de una vez en un mismo episodio lluvioso, habiéndose reactivado el fenómeno convectivo, sin haber interrumpido la precipitación. En las figuras 6.1, 6.2 y 6.3 se pueden observar varios ejemplos. En el panel superior, se encuentran las series temporales para todo el período estacional, con el episodio al que nos referimos dentro de una elipse. Abajo, el episodio ensanchado para apreciar mejor las dos series de precipitación.

En el ejemplo de A Coruña se puede observar como no se interrumpe, considerándolo un único episodio, aunque la precipitación entre dos valores que superan el criterio establecido es casi inapreciable.

En el caso de Valencia, la serie six-horaria toca la línea umbral con lo que la metodología contabilizaría un nuevo episodio, sin embargo, se trata del mismo desde el punto de vista de nuestro criterio, aunque la precipitación horaria sea inapreciable.

En el siguiente ejemplo, en la estación de Córdoba durante el invierno 2013/2014, también ocurre un segundo cruce de la línea crítica, viéndose claramente que se trata del mismo episodio convectivo.

Por tanto, hay que tener en cuenta ciertos casos en los que se reactivan los fenómenos y es necesario considerarlos como único episodio. Esto conllevará una mayor cantidad de precipitación acumulada a ese episodio.

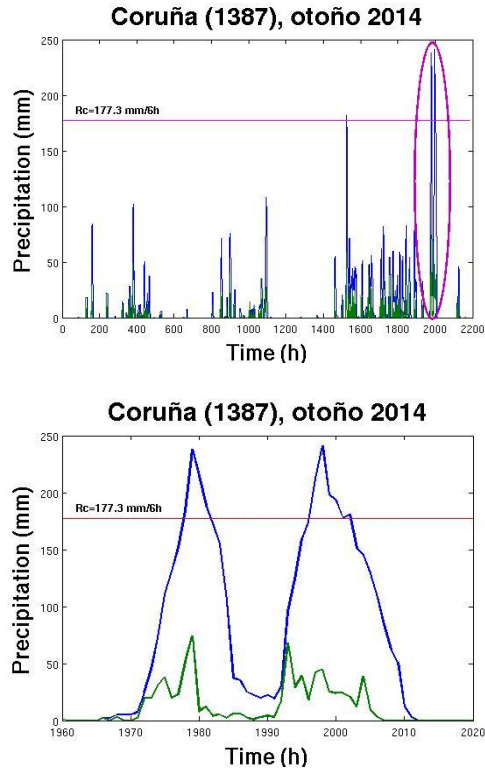


Figura 6.1: Ejemplo de identificación de un episodio convectivo en la estación de A Coruña desde las 03:00h del día 22 hasta las 14:00h del 23 de noviembre de 2014. La precipitación indicada es la precipitación acumulada en una hora (línea verde) o en 6 horas (línea azul). El eje de abscisas indica el tiempo en horas a partir de las 00h del día 01/09/2014. En el panel superior se indica con un círculo la presencia del episodio y en el panel inferior se ha aumentado la escala para mostrar los detalles.

### 6.3.2. Análisis de frecuencias

Considerando los resultados anteriores de las cantidades de las componentes de precipitación obtenidas, es fácil intuir que la mayoría de los episodios convectivos ocurren en otoño (SON), sobretudo en ciertas zonas de la PI (sectores S1 y S2), pues es el período del año en el que se registra mayor cantidad de esta componente. Por ello, se prosigue el estudio centrándonos en esta estación del año, con el objetivo de profundizar y conseguir resultados más detallados. Para el estudio minucioso de las características de los episodios convectivos, se han elegido ciertos observatorios que pueden ser considerados como representativos de cada sector. Basándonos en la frecuencia de los episodios ocurridos en cada una de las estaciones para todo el período de estudio (1998-2014), la elección de la estación para cada sector se ha realizado según el número máximo de ellos detectados, de

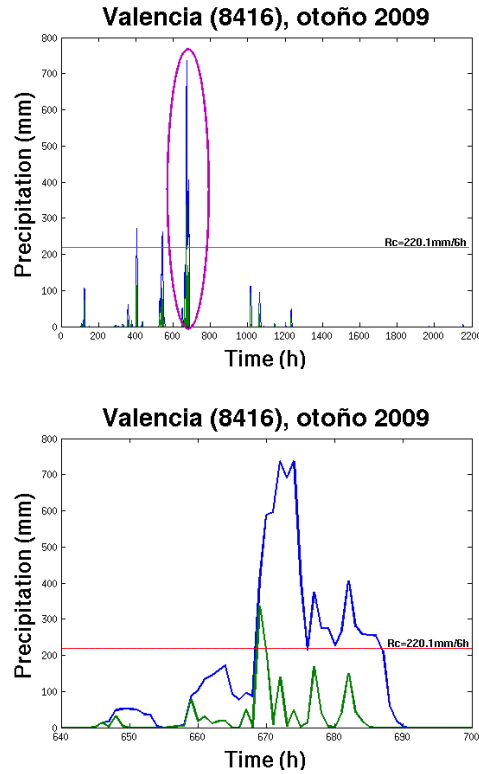


Figura 6.2: Episodio convectivo detectado en Valencia desde las 19:00h del día 28 hasta las 13:00h del 29 de septiembre de 2009.

forma que sean las que han acumulado el mayor número en los otoños desde 1998 hasta 2014: S1, Pontevedra; S2, Colmenar Viejo; S3, Mahón; S4, Huelva y S5, Jaen.

El motivo de esta selección es debido a que muchos episodios pueden cubrir más de una estación por su extensión, y de esta forma, podremos hablar de una cantidad de episodios ocurridos en una localidad concreta y que representen al sector. Por otra parte se ha realizado el estudio, considerando el máximo número de episodios convectivos ocurridos anualmente (para otoños) en una estación determinada, no siempre la misma, y así tener otra referencia de los episodios ocurridos en todo el sector. Ambas representaciones de las frecuencias se muestran en las gráficas de la Figura 6.4, donde se puede ver la similitud en las tendencias de las frecuencias de episodios convectivos contabilizados de ambas formas para cada sector.

Las tendencias en la frecuencia de fenómenos convectivos muestran una ligera pendiente positiva en los sectores S3 y S5, opuesta a S1, aunque ésta mucho mayor, de acuerdo a resultados anteriores mostrados en el Capítulo 4, relacionados con la tendencia

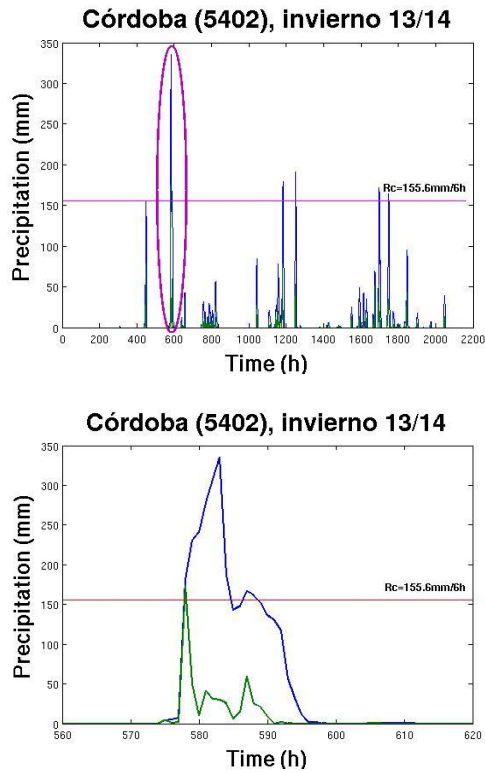


Figura 6.3: Episodio convectivo detectado en Córdoba desde las 23:00h del día 24 hasta las 16:00h del 25 de diciembre de 2013.

en cantidades de este tipo de precipitación para estos sectores. Es decir, los episodios convectivos en S1, más frecuentes, disminuyen drásticamente, sin embargo en la zona de Levante, S3, los episodios van creciendo en número lentamente.

Para finalizar con el número de episodios de precipitación en superficie que se producen en cada sector, sin tener en cuenta el tipo de fenómeno convectivo atmosférico bajo el cual se ha producido, ni las características de los mismos, se presenta la Tabla 6.1 con un promedio de ellos, basado en el promedio de los producidos en las estaciones seleccionadas.

Los resultados muestran diferencias significativas entre sectores, siendo la frecuencia media más alta la correspondiente a Pontevedra (S1) y la más baja en Jaén (S5), con 7.41 y 1.88 episodios convectivos por año, respectivamente, con el mayor número de episodios ocurrido en 2006 en Pontevedra y 2010 en Jaén. Este valor máximo para la estación de Pontevedra coincide con el valor máximo en la frecuencia atendiendo a todas las estaciones, lo que induce a pensar que la estación de Pontevedra es partícipe en casi



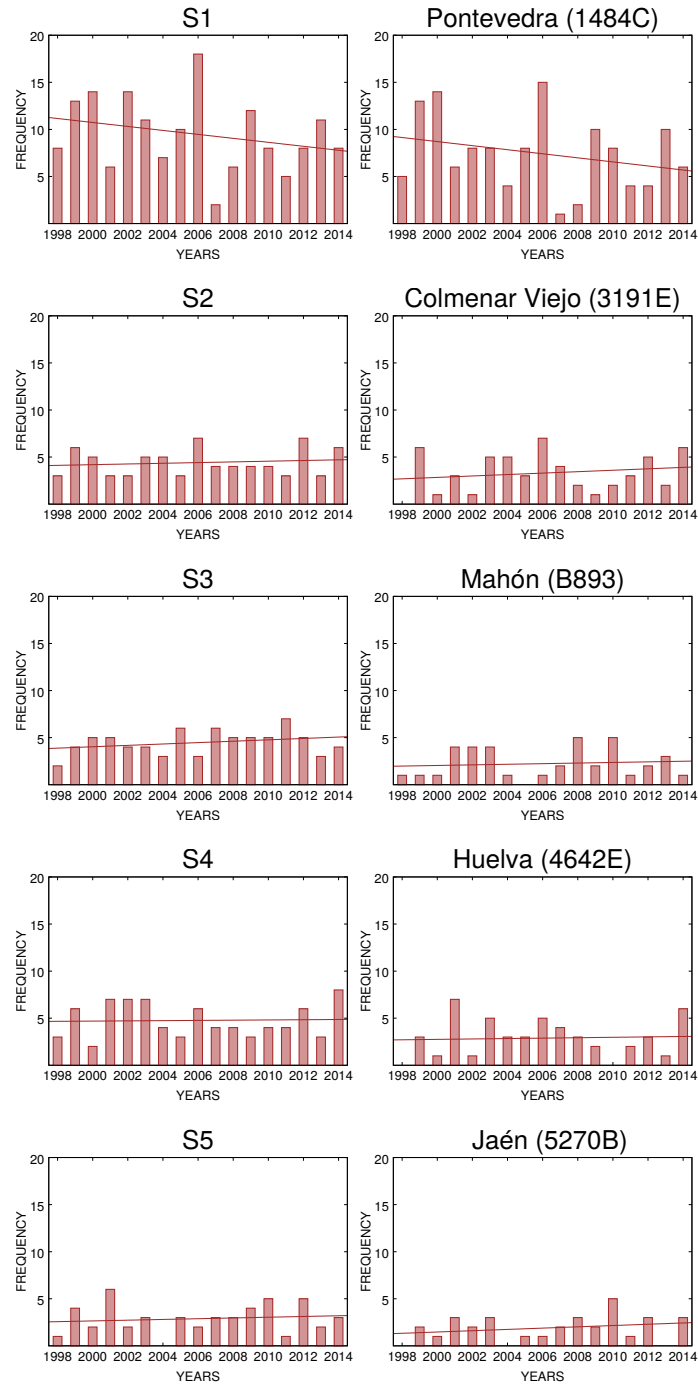


Figura 6.4: Evolución en la frecuencia de episodios convectivos en los diferentes sectores: número de episodios ocurridos en la estación con mayor número de ellos cada otoño y número de episodios ocurridos en las estaciones seleccionadas.

todos los episodios convectivos de S1. Otro punto a considerar, es que el hecho de que en S1 ocurra un máximo mayor en 2006 y en S5 un máximo menor en 2010, contribuye a la tendencia opuesta de ambos sectores y con pendiente más abrupta en S1.

Tabla 6.1: Promedio del número de episodios convectivos por año para las estaciones seleccionadas de cada sector. La frecuencia es contabilizada para los otoños (SON).

otoño(1998-2014)	LAT LON	Frecuencia Media
S1 (Pontevedra)	42.44°N, 8.62°W	7.41
S2 (Colmenar Viejo)	40.70°N, 3.76°W	3.29
S3 (Mahón)	39.85°N, 4.22°E	2.24
S4 (Huelva)	37.28°N, 6.91°W	2.88
S5 (Jaén)	37.78°N, 3.81°W	1.88

### 6.3.3. Caracterización

En la sección anterior se ha mostrado la frecuencia en ciertas estaciones con un valor máximo de episodios convectivos, tanto anual (estaciones arbitarias), como en todo el período de estudio (estaciones seleccionadas). El criterio para la identificación de tales fenómenos ha sido el descrito anteriormente, es decir, el que se basa en que la intensidad de precipitación supere el valor umbral marcado  $R_c$ . Obviamente, como ya se ha referido en la sección 6.2, cada episodio está ligado a una situación particular del entorno mesoescalar o sinóptico, que se traduce en una duración y cantidades de precipitación diferentes.

En esta sección se tratará de clarificar, con el análisis de algunas de sus características, qué tipo de episodios convectivos se producen en cada zona de la PI, que es un punto relevante en la determinación del régimen predominante. Seguimos con el estudio durante los otoños, por ser el período más significativo en su producción, tanto en su cantidad como en su relevancia por las situaciones que los caracterizan.

Los parámetros que los definen, desde el punto de vista de la precipitación registrada en superficie, son, principalmente, la duración, la precipitación acumulada y la precipitación máxima en una hora. A estas cantidades que caracterizan los episodios lluviosos en general, y convectivos en particular, se añade una más, el valor máximo de precipitación acumulada en 6 horas, en virtud del criterio utilizado en nuestra metodología.

En las siguientes dos Tablas 6.2 y 6.3 se muestran los valores medios de las características mencionadas anteriormente, para las estaciones seleccionadas y para todas las estaciones, por sectores, desde 1998-2014.

Tabla 6.2: Valores medios de las propiedades de los episodios de precipitación en las estaciones elegidas para cada sector a lo largo de todo el período de estudio (1998-2014). Los valores máximos están en negrita. D (duración), Pmax (precipitation máxima registrada en una o seis horas), Pac (precipitación acumulada en todo el episodio).

Estaciones	D(h)	Pmax(mm h <sup>-1</sup> )	Pmax(mm (6h) <sup>-1</sup> )	Pac(mm)
S1 (Pontevedra)	<b>13.62</b>	10.08	27.70	38.52
S2 (C.Viejo)	12.28	8.69	21.55	27.59
S3 (Mahón)	9.90	<b>18.93</b>	<b>38.09</b>	<b>43.52</b>
S4 (Huelva)	8.05	12.15	26.05	30.32
S5 (Jaén)	7.91	9.99	24.63	27.73

Tabla 6.3: Valores medios de las propiedades de los episodios de precipitación en todas las estaciones de la PI, según sectores, para los otoños (1998-2014).

Sectores	D(h)	Pmax(mm h <sup>-1</sup> )	Pmax(mm (6h) <sup>-1</sup> )	Pac(mm)
S1	<b>14.55</b>	10.19	27.08	38.40
S2	10.26	9.12	21.14	25.19
S3	8.03	<b>19.17</b>	<b>38.88</b>	<b>43.91</b>
S4	8.87	13.23	30.25	34.24
S5	7.55	12.80	27.50	29.72

De la comparación entre los valores medios de ambas tablas, se puede extraer que los valores máximos para cada propiedad están localizados en las mismas posiciones en las dos tablas, es decir, para los mismos sectores, con lo que podríamos decir que las estaciones seleccionadas serían una buena representación del sector. La mayor duración de los episodios ocurre en S1 (14.55 h) y las precipitaciones acumuladas en una y seis horas son significativamente más altas en S3 (19.17 y 38.88 mm, respectivamente). Podría esperarse que ambas características (duración y valores máximos de precipitación) fueran compensadas, de forma que la precipitación total acumulada por episodio se asemejara en ambos sectores, pero aunque tales cantidades se aproximan, en S3 son superiores. Estos resultados indican que, los episodios ocurridos en S3, aunque más cortos en su duración, son de mucha mayor intensidad y por tanto, este sector presenta un régimen más convectivo, lo que corrobora resultados previos de este trabajo (Sección 4.3, [Ruíz Leo et al. \(2013\)](#)).

Teniendo en cuenta todos los sectores, podríamos establecer un orden según los resultados obtenidos. Atendiendo a su duración, después de S1, S2 sería el sector con episodios

más largos, y S3, S4 y S5 conformarían una zona con episodios similares, más breves. Respecto a los valores máximos registrados de precipitación horaria y six-horaria, el máximo a su vez, ocurre en S3, seguido por S4, S5, S1 y S2 con ambas variables en el mismo orden. Ello indica la íntima conexión entre ellas, estando la precipitación máxima six-horaria, basada prácticamente a un máximo horario en las seis horas anteriores. Sin embargo, la precipitación acumulada por episodios sigue otro orden: S3, S1, S4, S5 y S2, en la que contribuyen tanto los máximos de precipitación como la duración de los episodios.

El hecho de que haya diferente orden entre los sectores, al considerar valores máximos de precipitación en un intervalo de tiempo fijado (sea una o seis horas) o precipitación acumulada en cada episodio y, por tanto, tiempo no definido, puede producir duda a la hora de seleccionar un parámetro para el estudio de episodios convectivos con características extremas.

La precipitación registrada en superficie, es tratada frecuentemente de forma estadística basándose en distribuciones de densidad de probabilidad. Así, las funciones de distribución que mejor se ajustan son la lognormal, Gumbel, Weibull, Gamma, Exponencial negativa, Pearson, Valores de Extremos Generalizada (GEV). De esta forma se simplifican los cálculos de parámetros estadísticos y se determina un criterio objetivo en la selección de valores extremos.

En este trabajo, se ha realizado un ajuste de los resultados obtenidos de precipitación máxima (horaria y six-horaria) y acumulada, para todos los episodios detectados, a dos de las funciones más utilizadas en el estudio de valores extremos: Weibull y Gamma. La primera por ser adecuada para valores extremos de precipitación y la segunda por ser más adecuada para el estudio de todo el registro de precipitaciones, tanto valores normales como extremos (Pauling and Paeth, 2007; Tymbios and Michaelides, 2002; Nastos and Zerefos, 2007; Rodrigo and Trigo, 2007).

Como ejemplo, se muestran en la Figura 6.5, ambas funciones de distribución de frecuencias para S2.

Se puede observar un mejor ajuste de la precipitación máxima horaria con la función Gamma, con lo que sería la mejor opción para el estudio de episodios convectivos extremos, que se puede concluir en una investigación futura. El análisis exhaustivo de la distribución de la precipitación queda fuera de los objetivos de esta Tesis, por lo que no será tratado con más profundidad.

#### 6.4. Estudio de los episodios convectivos en otoño de 2010.

En esta sección se continúa con el estudio de la caracterización de fenómenos convectivos a partir de los episodios detectados por estaciones. Primero, desde el punto de vista de precipitación superficial y, en segundo lugar, considerados desde una perspectiva en altura. Un mismo fenómeno convectivo en la atmósfera puede cubrir varias estaciones

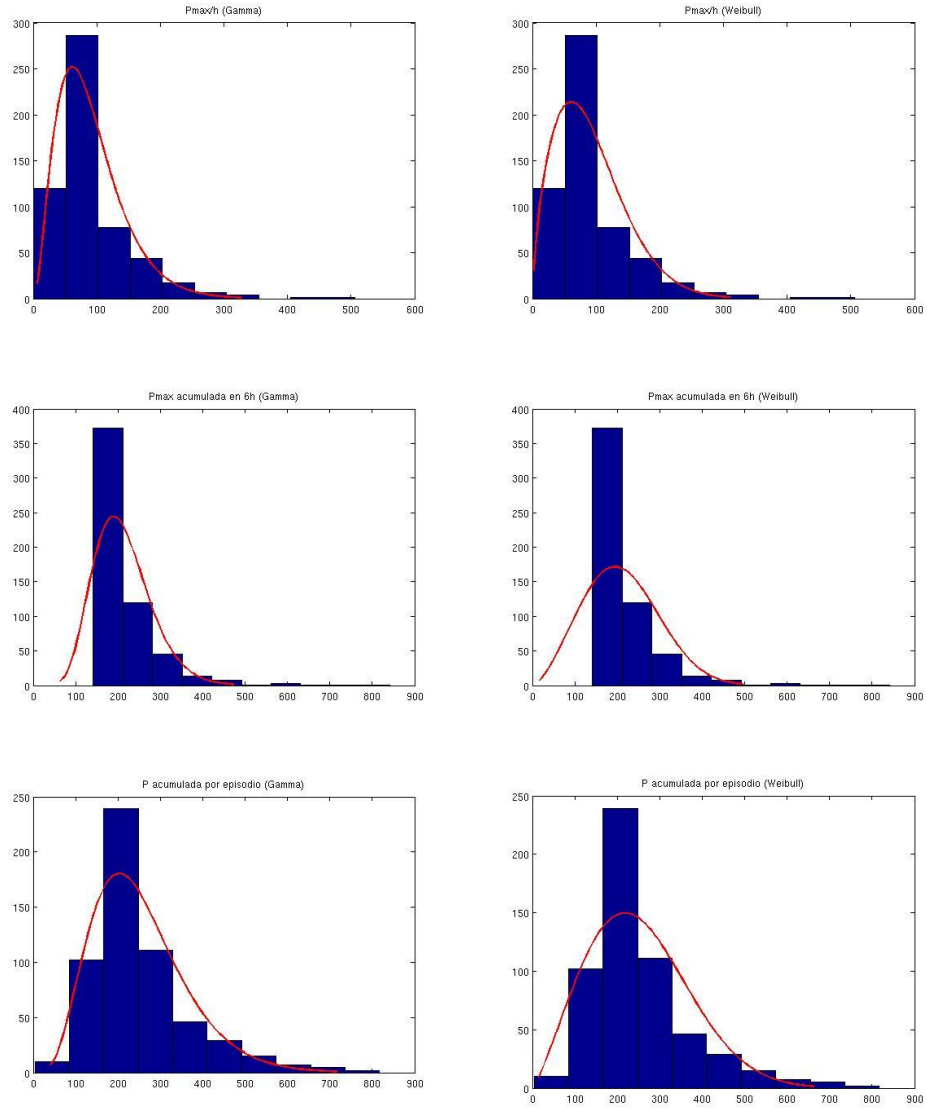


Figura 6.5: Ajustes de diferentes variables de precipitación según la función Gamma (izda) y Weibull (dcha) para S2.

superficiales, además de llevar un movimiento horizontal que afecte a distintas estaciones meteorológicas a lo largo del tiempo.

Se ha elegido un período concreto con varios fenómenos de precipitación convectivos para poder hacer una caracterización detallada de los mismos y mejorar el conocimiento de las propiedades observadas a través de los registros de precipitación en los observatorios.

Para llevar a cabo este análisis, los episodios superficiales son cronológicamente ordenados según la hora de inicio, sin tener en cuenta la estación de la que proceden, siempre que sea dentro del mismo sector, pues el estudio está realizado por sectores. No obstante, esto podría suponer una limitación, ya que el movimiento horizontal en la atmósfera no entiende de fronteras en superficie predeterminadas. Sin embargo, ya que los límites impuestos en nuestro estudio están basados en el comportamiento atmosférico (zonas climatológicamente distintas), puede mantenerse esta organización por Sectores también para este análisis.

Después de su ordenación, se atiende a su duración, para poder ligar bajo un mismo fenómeno, a registros de ocurrencia simultánea en varias estaciones, ya que éste puede cubrir varios observatorios meteorológicos que registren, en principio, distintos episodios según el criterio adoptado, sobretudo si son estaciones cercanas. Este no es un criterio absolutamente rígido, ya que puede ocurrir un solapamiento en el tiempo de registros de precipitación en distintas estaciones y proceder de fenómenos diferentes. Sin embargo, podemos obtener una idea de la situación mesoescalar o sinóptica, que con la ayuda de imágenes remotas de satélite, podemos precisar, además de distinguir cual es la procedencia del episodio lluvioso: fenómenos convectivos locales o frentes activos.

Para profundizar en el análisis, como ejemplo, se han utilizado los episodios encontrados en el otoño del año 2010, en los que también se han estudiado las características anteriormente analizadas para todos los años del periodo de estudio. Estos se muestran en la Tabla 6.4, en la que se observan, atendiendo a los máximos, prácticamente los mismos resultados que en las Tablas 6.3 y 6.2, excepto para la precipitación total acumulada por episodios, que resulta ser ahora máxima para S1. El hecho de que anteriormente se tuviera el valor máximo de esta variable en S3, seguido por S1 y ahora se obtenga el máximo para S1 seguido por S3, siendo valores cercanos, induce a pensar que, a pesar de la diferencia climatológica que exista entre ambos sectores, las cantidades recogidas de precipitación total en los episodios convectivos pueden ser similares, debido a causas distintas: duración del episodio en S1 y precipitación máxima alcanzada en S3.

Una vez concluida la caracterización general de los episodios convectivos predominantes que configuran el régimen de cada sector, se realiza un desglose de los mismos por estaciones (Apéndice C) con su fecha, hora inicial y duración en cada estación meteorológica. Posteriormente se ordenan cronológicamente. Todos aquellos que sean consecutivos en el tiempo y pertenezcan a estaciones cercanas, se consideran bajo el mismo fenómeno convectivo atmosférico. Al tiempo desde la hora de inicio en la primera estación afectada hasta la hora final de la última estación afectada le llamamos 'período de

Tabla 6.4: Valores medios de las propiedades en los episodios de precipitación en todas las estaciones de la PI, según sectores, para otoño de 2010.

Sectors	D(h)	Pmax(mm h <sup>-1</sup> )	Pmax(mm 6h <sup>-1</sup> )	Pac(mm)
S1	<b>15.28</b>	9.45	26.65	<b>38.42</b>
S2	6.70	13.53	24.18	25.39
S3	9.52	<b>16.43</b>	<b>32.46</b>	36.92
S4	11.56	12.44	28.14	32.46
S5	9.50	14.83	25.53	31.00

precipitación', que equivale al período de tiempo en el que la célula o sistema convectivo genera precipitación registrada en superficie, aunque en distintas estaciones. Este período de precipitación suele ser mayor que la duración de un episodio en superficie, pues los sistemas convectivos llevan un movimiento horizontal asociado, que dependerá de la masa de aire y del viento, y por tanto, afectarán a unas estaciones o a otras en su recorrido, según la velocidad y dirección del viento. Además, la extensión del fenómeno haría que varias estaciones fueran afectadas, pudiendo ser diferentes las horas de inicio o final en los registros de cada una de ellas.

En la Tabla 6.5 se muestran todos los períodos de precipitación en cada sector y las estaciones afectadas, basados en la ordenación temporal de los episodios registrados en superficie en cada estación (Apéndice C).

Tabla 6.5: Episodios convectivos para el otoño del 2010, según sectores. Cada episodio se identifica con el día y hora inicial, período de precipitación y estaciones afectadas.

SECTOR	Día inicial	Hora inicial	Período precip.(h)	Estaciones afectadas
S1(16)	06/09	10:00	3	Coruña
	16/09	19:00	5	Orense
	03/10	01:00	33	Vigo, Santiago, Pontev., Orense, Rozas Ranón, Parayas, Oviedo, S.Sebastián
	05/10	21:00	23	Coruña, Vigo, Santiago, Pontev.
	08/10	12:00	27	Vigo, Santiago, Pontev., Coruña, Orense
	10/10	20:00	27	S. Sebastián, Parayas, Santander
	29/10	10:00	14	Santiago, Pontev., Vigo, Orense, Rozas
	30/10	17:00	7	Pontevedra
	31/10	02:00	41	Pontevedra, Oviedo, S. Sebastián
	08/11	16:00	18	Parayas (Cantabria)
	09/11	17:00	7	Santander
	13/11	19:00	42	Coruña, Santiago, Pontevedra, Vigo, Rozas, Orense
	19/11	12:00	20	Santiago, Vigo
	20/11	15:00	27	Ranón, Oviedo, S. Sebastián
	22/11	10:00	5	S. Sebastián
	27/11	10:00	11	Santander



SECTOR	Día inicial	Hora inicial	Período precip.	Estaciones afectadas
S2(12)	01/09	07:00	14	Segovia, Guadalajara Colmenar V., Guada (El Serr)
	01/09	24:00	7	C. Real, Huesca
	02/09	16:00	4	Guadalajara, Cuenca
	16/09	16:00	4	León (V. del C.)
	16/09	21:00	13	Burgos, Valladolid (Villan.), Getafe, Zamora, Salamanca
	17/09	15:00	6	Guadalajara, Segovia
	20/09	10:00	2	C. Real
	20/09	19:00	10	C. Real
	09/10	07:00	23	Colmenar, Madrid, Getafe, C. Real, Guada (El Serr.), Toledo, Guadalajara Teruel, Zaragoza, Huesca, Cuenca
	29/10	17:00	7	Valladolid (Villanubla)
	14/11	19:00	7	Guadalajara (El Serranillo)
	20/11	06:00	6	Soria, Burgos

SECTOR	Día inicial	Hora inicial	Período precip.	Estaciones afectadas
S3(8)	17/09	07:00	3	El Prat
	17/09	19:00	13	El Prat, Girona, Valencia, Valen.(Aer.)
	20/09	01:00	2	Alicante (El Altet)
	24/09	04:00	19	Palma CM, Palma, Mahón
	09/10	20:00	18	Valencia, Castellón, Valencia(Aer.), Lleida, El Prat
	12/10	04:00	34	Mahón, Palma, Palma CM Valen.(Aer.), Valencia, Castellón
	31/10	07:00	15	Palma CM, Mahón
	27/11	17:00	19	Mahón
S4(8)	16/09	20:00	4	Cáceres
	17/09	02:00	4	Cádiz
	17/09	16:00	3	Córdoba
	09/10	01:00	15	Badajoz, Huelva, Jerez, Sevilla, Córdoba, Morón
	30/10	15:00	24	Cáceres, Badajoz, Córdoba
	14/11	09:00	6	Huelva
	20/11	14:00	9	Sevilla
	27/11	12:00	31	Sevilla, Morón, Jerez, Córdoba
S5(5)	20/09	15:00	9	Murcia, Jaén
	09/10	16:00	5	Jaén
	31/10	02:00	21	Jaén
	09/11	14:00	5	Jaén
	27/11	17:00	15	Jaén

Con estos períodos de precipitación se trata de identificar los fenómenos atmosféricos asociados, que generan los episodios detectados en superficie. Para tener una visión más

completa de lo que sucede en la atmósfera, se procede a comparar en las mismas fechas, lo ocurrido en superficie, según los datos registrados, con información remota de satélite.

#### 6.4.1. Observación desde satélite.

Las imágenes de satélite contribuyen al conocimiento de la situación que se presenta en la atmósfera a una escala mayor. Así, se puede ver si los episodios lluviosos registrados, proceden de fenómenos locales o regionales, o son de mayor escala como, por ejemplo, frentes activos o sistemas mesoescalares, que normalmente se puede intuir por la extensión, la duración del episodio registrado en superficie y de su intensidad. Además existen técnicas para analizar las imágenes de infrarrojo, mediante la temperatura de brillo y poder estimar la altura de la nube, con lo que se puede saber la convectividad y qué tipo de nubosidad domina el fenómeno. [Delgado et al. \(2008\)](#) estiman la precipitación usando una clasificación de las nubes y parámetros que caracterizan el ciclo de vida de los SCMs, [Sieglaff et al. \(2009\)](#) estudian las imágenes de infrarrojo para inferir características de los sistemas convectivos, [Lakshmanan et al. \(2009\)](#) identifican células tormentosas a partir de imágenes de satélite y [Bedka et al. \(2010\)](#) usan una combinación de métodos con el gradiente de temperatura de brillo y la temperatura de la tropopausa para analizar los topes de las nubes.

Lo que tratamos en nuestro estudio es ilustrar con estas imágenes la situación sinóptica para ayudar a conocer un poco más sobre los fenómenos que dominan los episodios de precipitación, sin profundizar en el análisis de las imágenes de satélite que queda fuera de los objetivos de la Tesis. En las Figuras 6.6 y 6.7 se presentan, a modo de ejemplo, dos situaciones completamente diferentes durante el otoño 2010.

El primero, más duradero y extenso, para el que se han elegido imágenes de infrarrojo cada 6 horas, comienza el día 8 de octubre a las 12:00 h y finaliza el 9 a las 15:00 h en S1. La precipitación registrada, procede de un frente del Océano Atlántico que afecta a 5 estaciones del noroeste peninsular: Vigo, Santiago, Pontevedra, Coruña y Orense.

El segundo, se trata de un fenómeno localizado sobre una única estación (Cáceres) y dura sólo cuatro horas, el día 16 de septiembre a partir de las 20:00 horas. Para fenómenos más cortos y de menor extensión, será necesario una mayor frecuencia de imágenes para ver su evolución, dada la rapidez con la que evolucionan. En este caso, se han utilizado imágenes cada 15 minutos. Se puede ver cómo en la última fila de la secuencia de imágenes va desapareciendo la célula tormentosa.

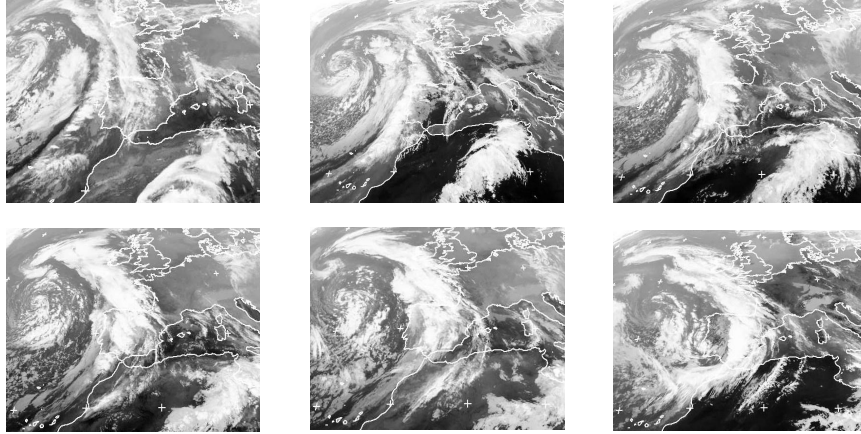


Figura 6.6: De izquierda a derecha: imágenes de satélite en el canal de infrarrojo (IR120,  $12.0\ \mu\text{m}$ ), cada 6 horas desde el día 8/10 a las 6:00am hasta las 12:00pm del 9/10/2010.

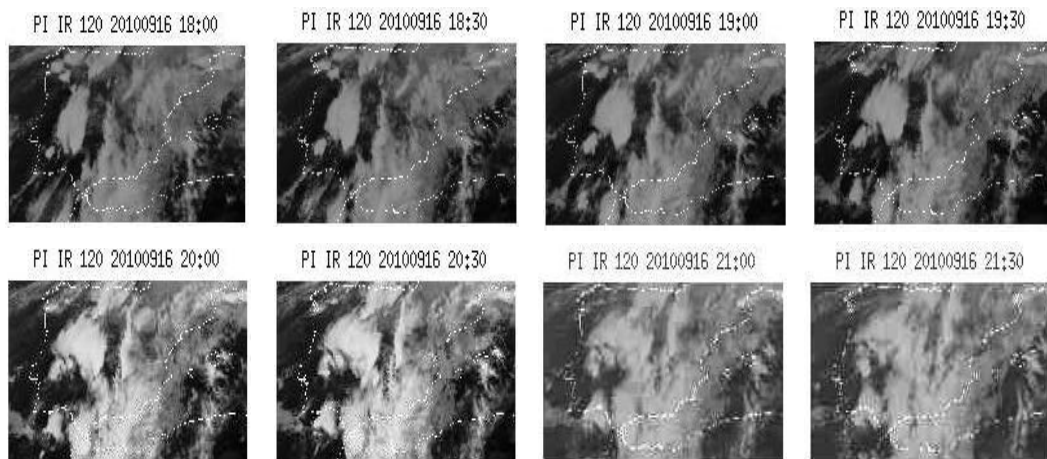


Figura 6.7: Imágenes de infrarrojo cada 15 minutos desde 18:00 a 21:30 el día 16/09/2010. Se puede observar como en la última fila, la nube aislada sobre la estación de Cáceres (suroeste) está desapareciendo de acuerdo al episodio convectivo registrado.

### 6.5. Estudio de algunos casos extremos.

Finalmente, se exponen algunos casos extremos de precipitación sucedidos en los otoños de los últimos años, que han podido ser identificados como de precipitación convectiva siguiendo nuestra metodología desarrollada a lo largo de esta Tesis. La utilización de los registros de precipitación manejados, las imágenes de satélite, especialmente en un canal de IR, y los datos proporcionados por el modelo del Proyecto TOGA COARE se han empleado de forma combinada para realizar este análisis. Aunque brevemente, se describen a continuación las características más destacadas de los casos elegidos como ejemplo.

Si observamos las imágenes de satélite en la Figura 6.8, vemos una masa nubosa que cruza la PI desde el sur desplazándose hacia el norte, durante los días 11, 12 y 13 de octubre de 2008. Si lo comparamos con el mapa que refleja la precipitación en la PI, según los datos del proyecto TOGA COARE (Fig. 6.9), se ve que hay importantes puntos de acción en el centro, este y sur (Sectores S2, S3 y S4), sobretodo la precipitación recogida durante el día 11 (datos diarios) que correspondería a las cuatro primeras imágenes de la figura 6.8. Las siguientes imágenes muestran un desplazamiento hacia el este, que deja puntos de precipitación en S3.

Atendiendo a los resultados obtenidos en la identificación de los episodios convectivos, podemos extraer uno de los más relevantes episodios en S2, ocurrido el 11 de octubre de 2008, comenzando a las 19:00h con una duración total de 26 horas afectando a los observatorios de Avila, Toledo, Colmenar Viejo, Segovia, Barajas, Getafe, Madrid (Retiro), Daroca y Zaragoza. El observatorio con mayor precipitación registrada fue Toledo con 50.6 mm de precipitación máxima en una hora, 84.1 mm de precipitación máxima acumulada en 6 horas y 81.7 mm de precipitación acumulada durante las 4 horas que duró el episodio en esta estación, desde las 22:00 hasta las 02:00 del día siguiente, siendo el caso más extremo de S2. Se puede estimar que de estas cantidades de precipitación, un alto porcentaje se debe a la componente convectiva, como se puede ver en los mapas de la Figura 6.9. En esta figura se han representado la precipitación total y sus componentes obtenidas del Proyecto TOGA COARE. En ellos se observa un claro predominio de la precipitación convectiva como se ha obtenido de los datos registrados por los observatorios de AEMET, aunque los valores de las cantidades de precipitación, según cada componente, no sean exactamente coincidentes en la localización mencionada en las dos bases de datos.

Otro episodio importante ocurrido en esta fecha pero en S4, es el caso de Cádiz a las 02:00 h, con precipitación máxima de 50.4 mm en una hora y 151 mm en 5 horas. Este episodio afectó también a los observatorios de Jerez y Huelva con 86.8 mm en 8 horas y 28.9 mm en 9 horas, respectivamente y con precipitaciones máximas horarias de 39.4 mm y 24.2 mm. En este caso también tiene mucha mayor relevancia la componente convectiva como se aprecia en los mapas de la Figura 6.9 ya citada. A medida que el sistema convectivo avanza hacia S3, se ve en la figura cómo puntos de este sector adquieren

relevancia en precipitación, pasando de un dominio estratiforme a más convectivo, pero en menor cantidad que en las estaciones anteriores.

En el otoño de 2011, durante los días 18 y 19 de noviembre, se produce una situación sinóptica en la que dos grandes masas bordean la PI, una entrando por el noroeste desde el océano Atlántico, y la otra se mantiene al margen, en el sur, sin llegar a introducirse y desplazándose hacia el mar Mediterráneo. La Figura 6.10 presenta la secuencia de imágenes correspondientes a uno de los canales IR de Meteosat mostrando el fenómeno descrito. Los mapas de TOGA COARE (Fig. 6.11) nos muestran principales puntos de precipitación en el noroeste y centro peninsular. Sin embargo, con cantidades menores de precipitación con respecto a los sectores S1 y S2, existe un máximo relativo en S5 que afecta al observatorio de Murcia a las 11:00 horas del día 18 de noviembre, registrándose una precipitación de 142.4 mm en 15 horas y con una precipitación máxima horaria de 63.3 mm y six-horaria de 127.7 mm, siendo quizás el episodio más extremo en los otoños de este sector.

En 2012, nos encontramos uno de los episodios más intensos de precipitación en S3, durante el 28 y 29 de septiembre a partir de las 17:00 h. En las imágenes de infrarrojo (Fig. 6.12) se ve como una gran masa nubosa se va consolidando y afectando a toda la PI. Se forma un sistema convectivo mesoescalar sobre la zona de Levante, que afecta sobre todo a Valencia (Aer.) con 187.9 mm recogidos en 8 horas y una precipitación máxima horaria de 84 mm y six-horaria de 186.9 mm. Otras estaciones afectadas son Alicante, Valencia (ciudad) y Castellón. En el mapa de TOGA COARE (Fig. 6.13) se ve claramente como las cantidades de precipitación adquieren máximos extremos a lo largo de la costa mediterránea durante estos días.

Por último, en el otoño de 2014 encontramos un caso de situación extrema en S1 el día 15 de octubre a las 10:00 horas. La situación sinóptica es la entrada de un frente atlántico que cruza la PI de oeste a este y seguido de otro que toma otro rumbo, hacia el mar Cantábrico (Fig. 6.14). Dentro de esta situación atmosférica, el episodio con más relevancia es el ocurrido en Pontevedra, con una precipitación horaria máxima de 23.3 mm y six-horaria de 96.5 mm, registrando 119.1 mm a lo largo de 18 horas. Otras estaciones también fueron afectadas: Santiago, Vigo, Rozas (Lugo) y Orense, todas con menores cantidades de precipitación acumulada en todo el episodio, pero siendo superada por Vigo en la precipitación máxima horaria con 24.9 mm. En el mapa de TOGA COARE (Fig. 6.15), se ve un foco de precipitación en el área cubierta por estas estaciones, pero de toda la precipitación acumulada hay un mayor porcentaje de estratiforme de acuerdo a todos los resultados obtenidos.

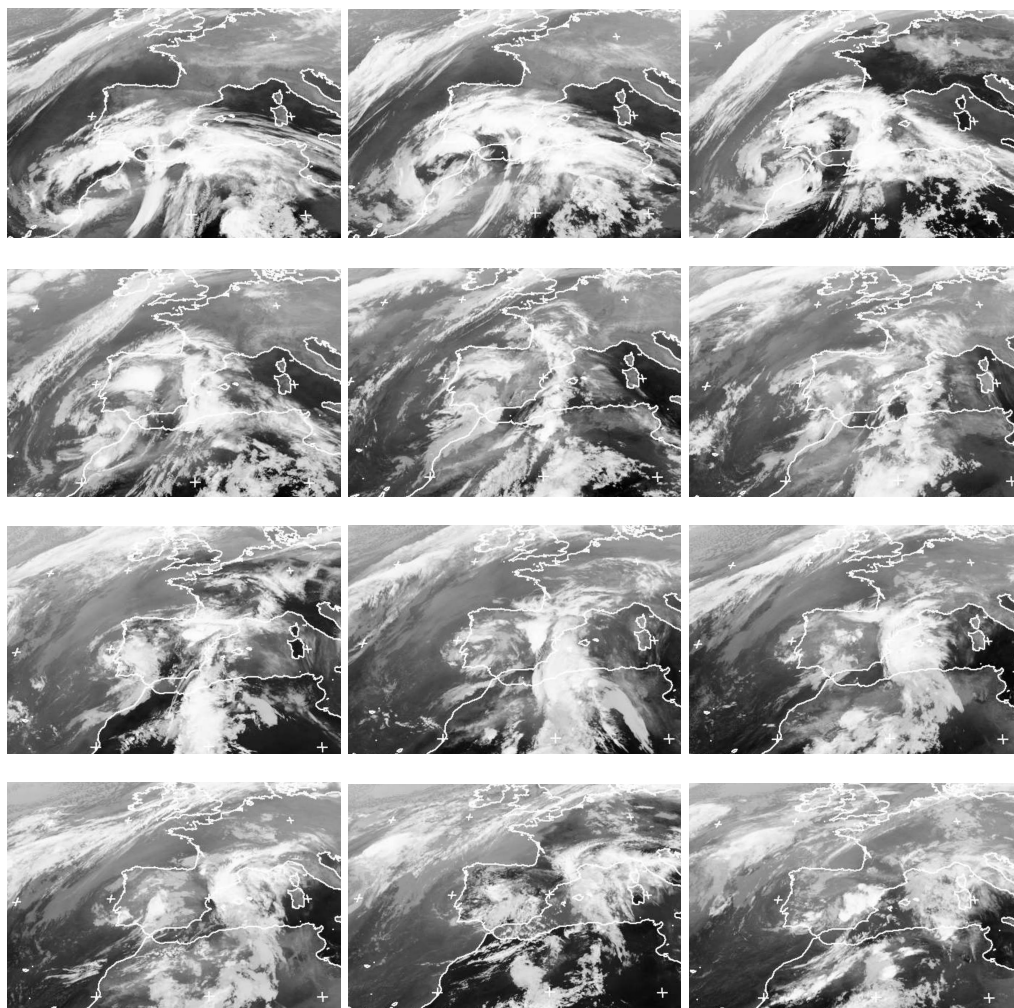


Figura 6.8: Secuencia de imágenes de infrarrojo cada 6 horas desde el 11/10/2008 a las 00UTC hasta el 13/10/2008 a las 18UTC.

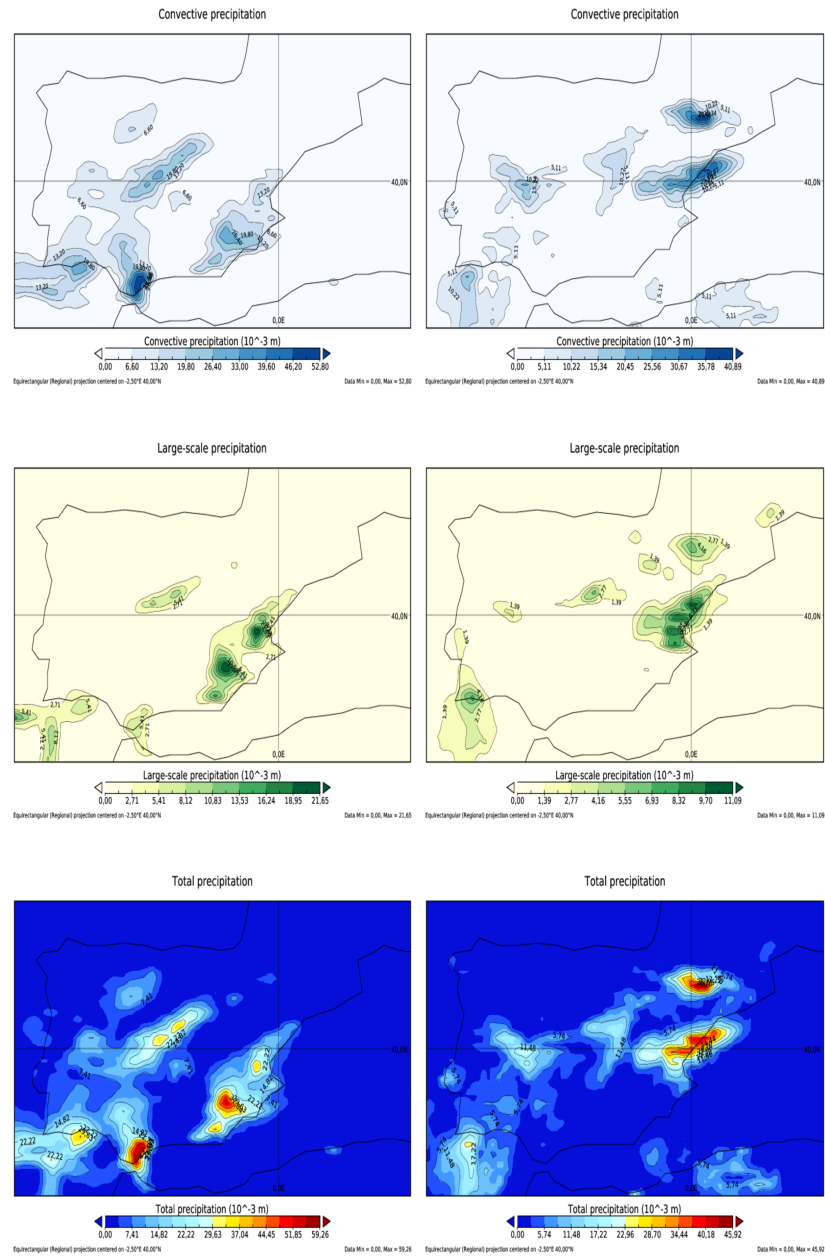


Figura 6.9: Precipitación convectiva, estratiforme y total en los días 11 y 12 de octubre de 2008, según datos de TOGA COARE.



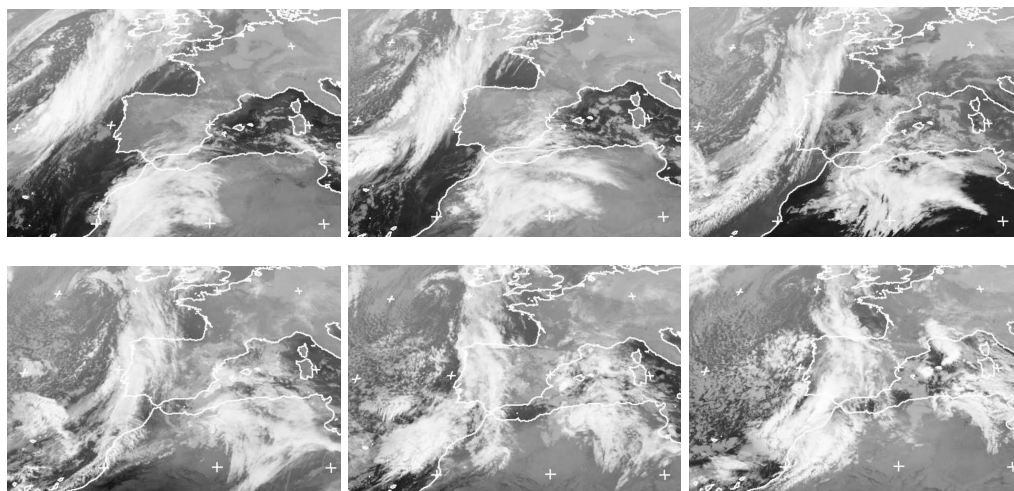


Figura 6.10: Secuencia de imágenes de infrarrojo cada 6 horas desde el 18/11/2011 a las 00UTC hasta el 19/11/2011 a las 06UTC.

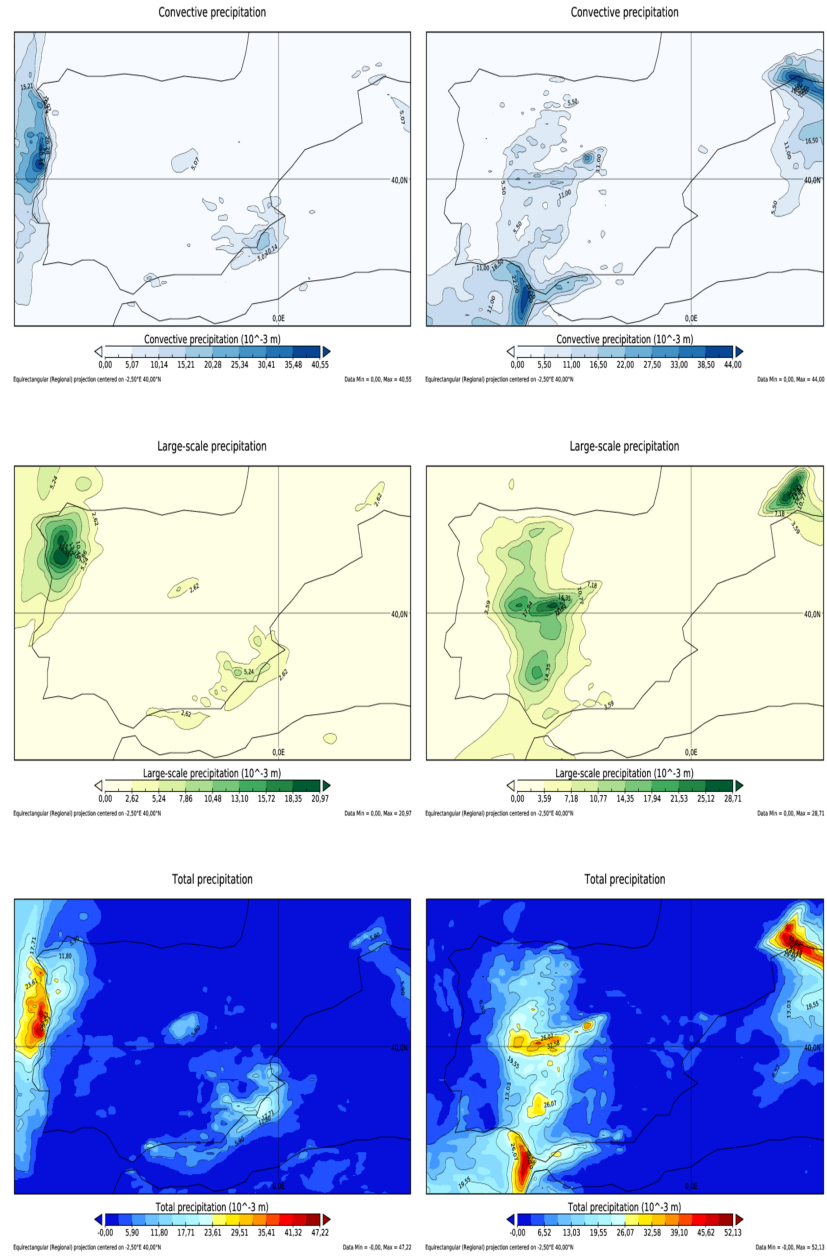


Figura 6.11: Precipitación convectiva, estratiforme y total acumulada en los días 18 y 19 de noviembre de 2011, según datos de TOGA COARE.

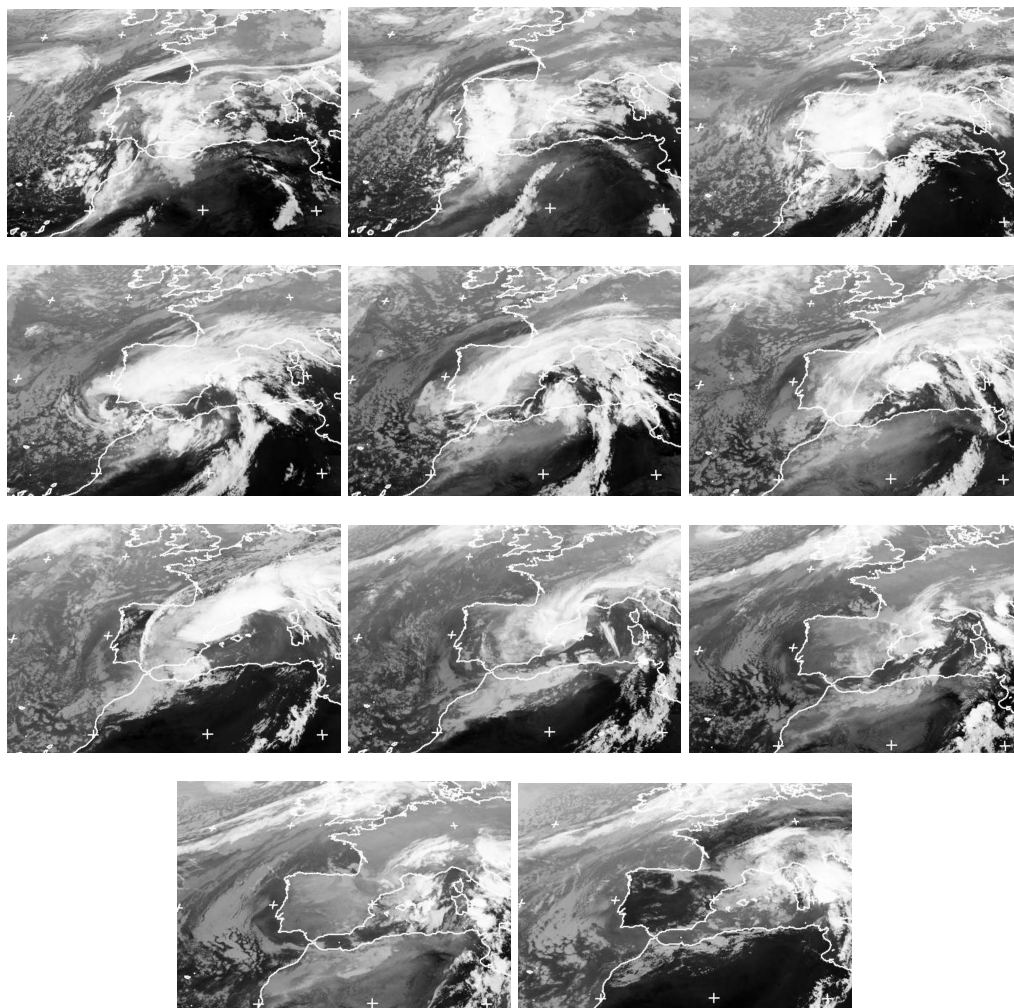


Figura 6.12: Secuencia de imágenes de infrarrojo cada 6 horas desde el 28/09/2012 a las 00UTC hasta el 30/09/2012 a las 12UTC.

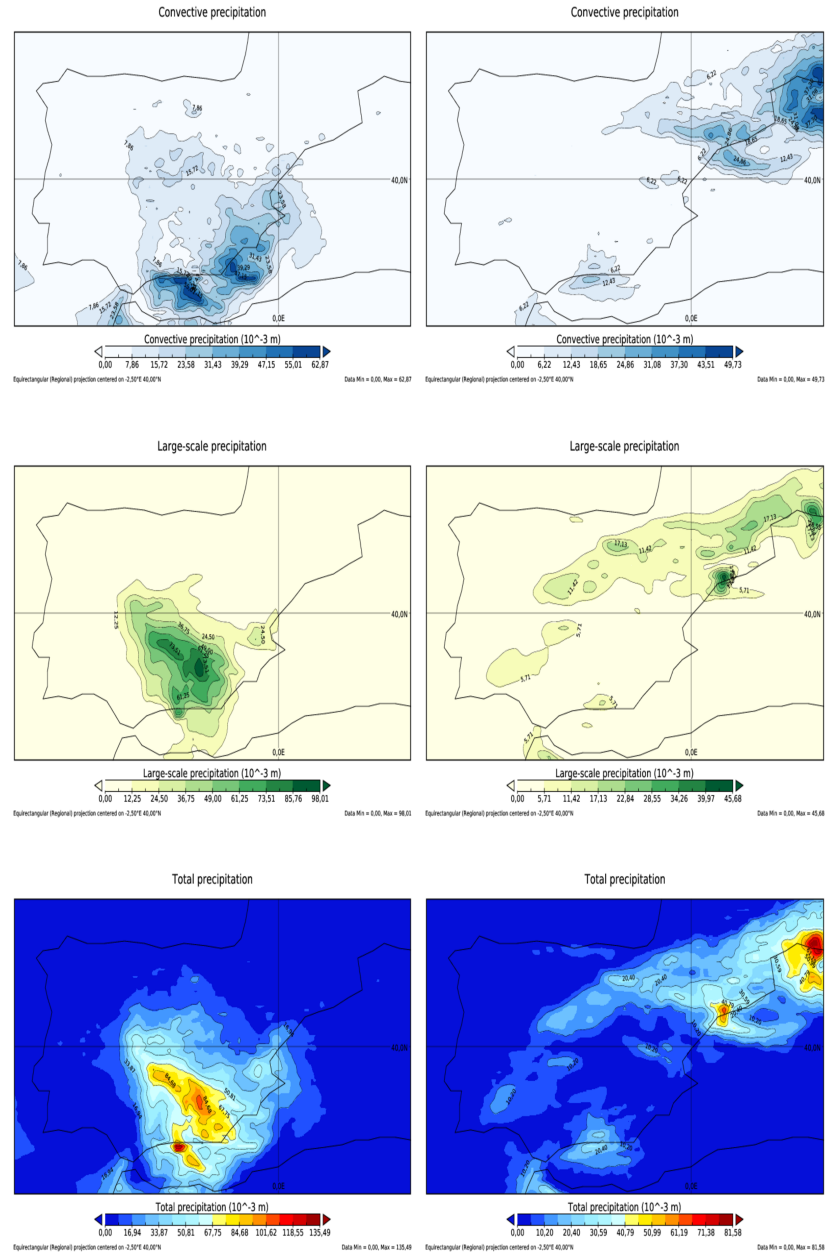


Figura 6.13: Precipitación convectiva, estratiforme y total en los días 28 y 29 de septiembre de 2012, según datos de TOGA COARE.

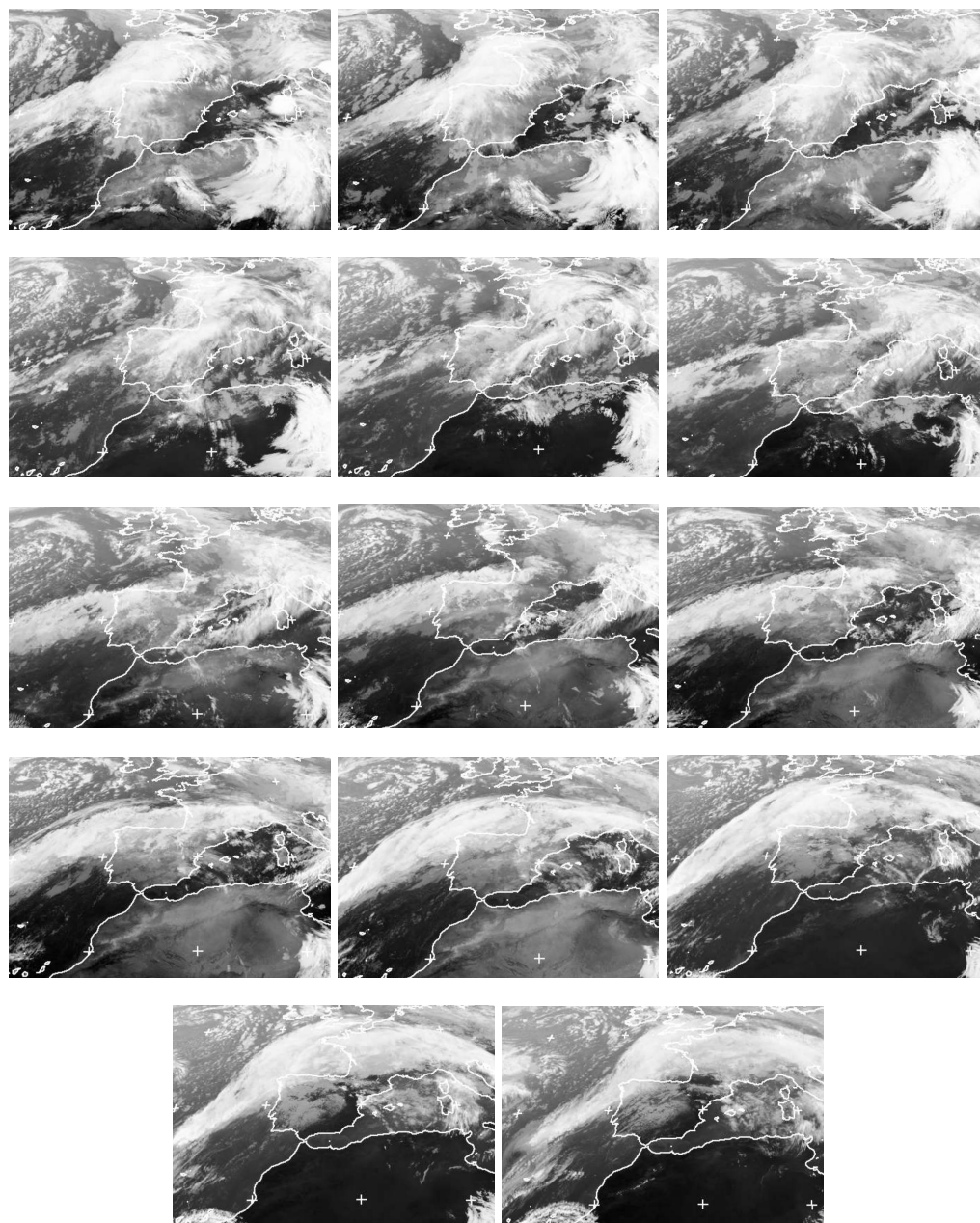


Figura 6.14: Secuencia de imágenes de infrarrojo cada 3 horas desde el 15/10/2014 a las 00UTC hasta el 16/10/2014 a las 15UTC.

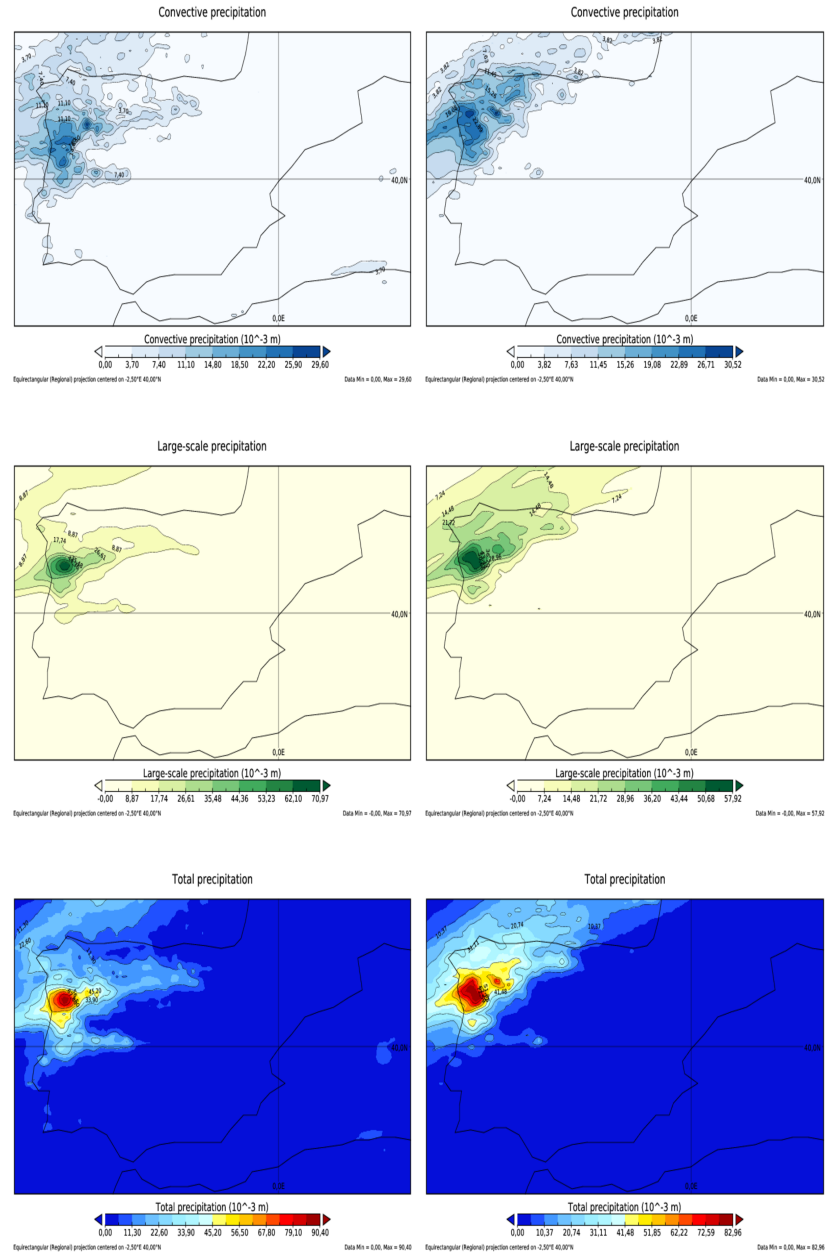


Figura 6.15: Precipitación convectiva, estratiforme y total en los días 15 y 16 de octubre de 2014, según datos de TOGA COARE.

## 6.6. Discusión y Conclusiones

El objetivo de este capítulo ha sido la clasificación de episodios de precipitación en predominantemente convectivos o estratiformes, basados en la separación de la precipitación en componentes con el nuevo algoritmo de identificación de episodios convectivos, es decir, utilizando un valor umbral de precipitación six horaria (o intensidad de precipitación)  $\bar{R}c$ . Tal metodología fue desarrollada estacionalmente durante el período 1998-2014, para obtener un valor de referencia,  $\bar{R}c$ , en cada sector y así, una posterior clasificación de episodios, según superaran o no este valor umbral.

Al existir un mayor predominio de la precipitación convectiva durante los otoños, según resultados anteriores (Sección 4.3.1), se ha elegido este período para un análisis más profundo.

Según los resultados obtenidos, la frecuencia de los episodios convectivos detectados muestra una ligera tendencia positiva en S3 y S5 (área Mediterránea) mientras que S1 (Norte) presenta una un decrecimiento mucho más abrupto. Esto concuerda con anteriores resultados relacionados con las tendencias de las componentes de precipitación (4.3.2) en los otoños.

Sin embargo, aunque el convectivo esté más presente en la zona Mediterránea (Sección 4.3.1), un promedio mucho menor en número de episodios convectivos ocurre en S3 y S5 que en S1, por lo que se han estudiado las características que definen a estos episodios de cada sector. Las características han sido estudiadas desde distintos puntos de vista: a) teniendo en cuenta sólo un observatorio seleccionado: aquella con el mayor número de ellos en todos los otoños; b) con todas las estaciones que cubren el área de estudio; y c) con todas las estaciones para un otoño en particular como ejemplo (2010).

En los resultados se observa que los episodios de mayor duración ocurren en S1, los valores de precipitación máxima (tanto horaria como six-horaria) ocurren en S3. No así con la precipitación acumulada total por episodio, donde en 2010 se registró una cantidad promedio de 36.92 mm en S3 frente 38.42 mm en S1, cuando el promedio de todo el período, tanto para la estación seleccionada como para el resto, el valor de S3 supera al de S1, pero siempre siendo los dos valores máximos de entre todos los sectores.

Por tanto, se puede concluir que los episodios convectivos en S3 son los más intensos en todas las regiones estudiadas y los de S1 los más largos. La mayor duración en S1 y mayor intensidad en S3, puede llevar a hacerse comparable las cantidades acumuladas de precipitación en los episodios. Lo cual no contradice el resultado de la Sección 4.3.1, pues en ella se habla de componente convectiva en todos los episodios y en este capítulo se trata de precipitación total de episodios convectivos.

Para completar el estudio se han utilizado imágenes de satélite para ilustrar la situación atmosférica durante los episodios de precipitación superficial generados por ella. Dos ejemplos absolutamente distintos son mostrados, uno procedente de un frente atlántico, con una configuración alargada y más extensa y por tanto afecta a un número mayor

de estaciones, y otro, de carácter mesoescalar, localizado en el centro de la PI, afectando sólo a una estación, de forma convectiva. Para el primero han sido suficientes imágenes cada 6 horas para ver su evolución. Sin embargo, en el segundo caso, se han utilizado imágenes cada 15 minutos, dada la rapidez de su evolución, al tener una duración total del orden de 3 horas.

Finalmente se han expuesto algunos de los casos más extremos de los últimos años, comparandolos con datos proporcionados por el proyecto TOGA COARE e ilustrados por imágenes de satélite al igual que en el análisis anterior.

La combinación de información procedente de distintas fuentes con características distintas nos ayuda a poder realizar un examen exhaustivo de los diferentes casos, a la vez que nos da cuenta de alguna de las limitaciones de cada técnica, abriendo un nuevo camino para ampliar los objetivos de futuras investigaciones.





## Conclusiones

El presente trabajo ha consistido en la realización de un profundo análisis de la precipitación en la España Peninsular e Islas Baleares, basado en datos de precipitación horaria registrada en 63 observatorios distribuidos en todo el área de estudio durante un período de 17 años (1998-2014) que han sido proporcionados por AEMET.

Un análisis de clúster ha sido necesario aplicar, para distribuir los observatorios meteorológicos según 5 diferentes sectores con distintas características pluviométricas, utilizando el método de *k - means*: S1 (Norte), S2 (Centro), S3 (Levante y Baleares), S4 (Suroeste) y S5 (Sureste).

Los datos de precipitación horaria han permitido desarrollar un algoritmo de separación en componentes, convectiva y estratiforme, mediante un ajuste exponencial a la curva de distribución de la precipitación total frente a la intensidad de precipitación. Este ajuste es forzado a pasar por los puntos mínimos de precipitación que conforman la distribución, considerando el área bajo el ajuste como la componente estratiforme y las anomalías, o valores que sobresalen de la curva de ajuste, la componente convectiva. Por otro lado, una segunda parte del algoritmo, ha consistido en el cálculo de un valor umbral, denominado *Rc*, para cada sector establecido y según las estaciones del año, que ha sido el valor de referencia a partir del cual toda la precipitación total es considerada convectiva.

Las cantidades obtenidas de las componentes de precipitación mediante las dos lecturas del algoritmo han sido comparadas, resultando una mayor cantidad de componente convectiva a través del área de las anomalías con respecto al ajuste exponencial, para todos los sectores y estaciones del año. Sin embargo, se han utilizado las cantidades relativas a la *Rc*, para poder clasificar los episodios de precipitación en predominantemente convectivos o estratiformes, ya que en todos coexisten las dos componentes en distinta proporción, según si su razón de precipitación se encuentran por encima o debajo del valor umbral. Con estas cantidades se han analizado los regímenes pluviométricos de cada sector, anual y estacionalmente, y evaluado las evoluciones de los distintos tipos de precipitación en cada uno de ellos.

Para la validación de la metodología utilizada se han contrastado los resultados con los datos procedentes del Proyecto TOGA COARE proporcionados por ECMWF, y se han corroborado los resultados con comportamientos similares en su evolución por parte de ambas fuentes, tanto en la precipitación total como en sus componentes convectiva y estratiforme, dentro del margen de error que puede conllevar el tratamiento de diferentes tipos de datos.

Por tratarse de un período de más de una década, se ha considerado interesante realizar un análisis de la influencia de distintos patrones de teleconexión climática que más afectan a la PI, sobre las distintas componentes de forma sectorial durante el período más lluvioso del año (septiembre-marzo).

Finalmente, se ha cumplimentado el trabajo con la clasificación de episodios de precipitación y la identificación de los considerados predominantemente convectivos a través de una  $\bar{R}c$ , basada en la media de todas las obtenidas para cada período estacional en cada uno de los años desde 1998 hasta 2014. Los episodios detectados como convectivos han sido estudiados y analizados en base a sus características principales: duración, precipitación máxima horaria, precipitación máxima six-horaria y precipitación acumulada. De todos ellos, se han tomado los del otoño del 2010 como referencia, para estudiar su extensión y observatorios afectados, complementándolos en algunos casos con un seguimiento de las situaciones mediante imágenes de satélite.

Los resultados finales de todo el estudio en sus diferentes etapas conducen a las siguientes conclusiones:

- Un primer resultado es la regionalización del área de estudio en cinco sectores atendiendo a sus diferencias climáticas y la respectiva distribución de la red de observatorios disponibles con precipitación horaria: S1 (Norte) con 12 estaciones meteorológicas, S2 (Centro) con 23, S3 (Levante y Baleares) con 12, S4 (Suroeste) con 9 y S5 (Sureste) con 7 estaciones. Las áreas de mayor extensión tienen mayor número de observatorios.
- La metodología utilizada nos ha llevado al cálculo de un valor crítico para la intensidad de precipitación,  $Rc$ , umbral de separación de las componentes estratiforme y convectiva de la precipitación. Esta intensidad de precipitación crítica se ha obtenido en base a un criterio por el que se elige el valor mínimo de la intensidad de precipitación en el que se cumple que al menos el 60 % de la precipitación total es convectiva, o que la precipitación total supera a la considerada estratiforme, a través de un ajuste exponencial sobre la distribución de la precipitación total, en el mismo porcentaje.
- Se observa una gran variabilidad en los valores obtenidos de  $Rc$  para cada período estacional y sector, durante los 17 años estudiados, por lo que no se puede concluir que exista una tendencia firme. Se han calculado los valores medios para las diferentes estaciones del año y sectores, lo que servirá de referencia para la posterior identificación

de episodios convectivos. Los valores medios son mayores en el sector S3, desde 20.92 mm/6h en invierno (DJF) hasta 23.25 mm/6h en primavera (MAM)) y los menores en S2, desde 13.43 mm /6h en invierno hasta 15.85 mm/6h en verano (JJA).

- De la comparación de resultados en las cantidades de las componentes de precipitación mediante las dos interpretaciones del algoritmo utilizado, se deduce que la suma de las anomalías con respecto a la curva puramente exponencial ofrece cantidades superiores de precipitación convectiva, que las obtenidas a través del valor crítico de la intensidad,  $R_c$ , a partir del cual toda la precipitación total se consideraría convectiva. Esto hace que el criterio para la separación en componentes de la precipitación total a través de  $R_c$ , sea más exigente y selectivo a la hora de clasificar los episodios de precipitación como convectivos, dado que éstos deben superar el valor umbral de intensidad crítica.
- En términos anuales, existe un régimen estratiforme predominante en toda la PI. El grado de predominio de este régimen varía desde una mayor proporción en S1 y S2 (Sectores Norte y Centro) con 85.54 % y 86.31 % respectivamente, por la mayor influencia de sistemas sinópticos del Atlántico, a menor proporción en S3 y S5 (Sectores Levante y Sureste) con 75.14 % y 73.56 % respectivamente, de influencia mediterránea, y mayor porcentaje de componente convectiva. Si nos centramos en resultados estacionales, se concluye que aunque la mayor parte de la PI sigue siendo de régimen estratiforme, existen períodos en los que la componente convectiva adquiere mayor relevancia, como en otoño y verano, incluso se aproxima al 50 % o lo sobrepasa en los sectores S3, S4 y S5.
- El aumento de la precipitación total anual en todos los sectores está basada prácticamente en la evolución positiva de la componente estratiforme, aunque la convectiva pueda disminuir ligeramente (Sectores S3, S4 y S5). Esta tendencia positiva de la precipitación total no se refleja de igual forma si el estudio es estacional, llegando incluso a ser negativa en S1 en otoño (SON) y primavera (MAM), con tendencia positiva en la componente convectiva en este último caso. Las tendencias positivas más significativas son durante el invierno en S1 (DJF), en todos los tipos de precipitación, seguido de S3 y S5 durante otoño y primavera (SON y MAM). Los inviernos de S4 y S5 tienen un comportamiento similar con ligera tendencia positiva, contraria a la negativa de S3.
- Las diferentes cantidades de precipitación obtenidas en los resultados a través de  $R_c$  con respecto a los datos del Proyecto TOGA COARE, siendo mayores estos últimos en la componente convectiva y menores en la estratiforme, no desacreditan la validez de la metodología utilizada mediante el algoritmo de separación, ya que tienen un comportamiento similar en sus evoluciones. Esta diferencia en los resultados se justifica por el distinto origen de los datos de ambas series y por la distribución de los mismos.
- De las dos componentes de la precipitación, la estratiforme es, en general, la que se ve más afectada por los diferentes patrones de teleconexión estudiados. Cada índice

influye de forma diferente a los distintos sectores, afectando NAO, EA, EA/WR, SCAND a S1, S2, S4 y S5 en distinto grado y WeMO a S1 y S3.

- Las fases negativas de NAO, afectan a la precipitación de la PI de una forma más notable, en una relación inversa. Los sectores más afectados son S2, S4 y S5, con correlaciones de -0.52, -0.64 y -0.68 para la componente estratiforme y -0.64, -0.62 y -0.52 para la convectiva, durante el periodo más lluvioso del año de octubre a marzo. El sector S1 se ve menos afectado y S3 apenas está influido.
- Los índices EA y SCAND presentan una relación directa con la precipitación. EA tiene mayor influencia sobre la componente estratiforme en S1, S2 y S4, con correlaciones de 0.55, 0.51 y 0.42, y más en la convectiva en el sector S5, con 0.36, durante el mismo periodo de octubre a marzo. S3 no se ve afectado por este índice. De forma similar afecta el SCAND sobre la PI, influyendo más sobre la componente estratiforme en S1, S4 y S5 con 0.56, 0.49 y 0.50 y sobre la convectiva en S2 con 0.52.
- El EAWR, sin embargo, afecta a la precipitación de la PI, alternando correlaciones positivas con negativas, en la componente estratiforme y siempre negativa en la convectiva, siendo S1 el más afectado con -0.46. A los demás sectores afecta de forma muy ligera o casi nula. También el índice WeMO tiene relación tanto directa con inversa según la componente y el sector. Presenta correlación positiva para el Norte, S1, cuando es negativa para el Levante, S3, y viceversa, afectando en general, más a la componente estratiforme. Este índice afecta con más intensidad durante otoño (SON) con un valor de -0.63 sobre S3, y durante otoño-invierno (NDJ, noviembre-diciembre-enero) con una correlación de 0.66 sobre S1, en la precipitación total. Con S2, S4 y S5 apenas tiene relación.
- Los episodios identificados como convectivos en otoño, periodo con mayor porcentaje de componente de precipitación convectiva, presentan una mayor ocurrencia en S1, con una frecuencia media de 7.41 episodios en la estación seleccionada de Pontevedra y con una tendencia negativa a lo largo de los 17 años. S3 y S5 son los sectores con menor frecuencia, con una media de 2.24 y 1.88 episodios en las estaciones de Mahón y Jaén, correspondientes a ambos sectores, respectivamente, mostrando una ligera tendencia positiva en su ocurrencia.
- El estudio de las propiedades de los episodios convectivos producidos en cada sector concluye en que los ocurridos en S3 son más cortos (8.03 horas) y con mayores precipitaciones máximas por unidad de tiempo (19.17 mm/h y 38.88 mm/6h) de media, lo que los caracteriza como más fuertes e intensos frente a los del sector S1, más duraderos (14.55 horas) y con menores precipitaciones máximas (10.19 mm/h y 27.08 mm/6h). Sin embargo, las cantidades acumuladas de precipitación por episodio son más similares en estos dos sectores (43.91 mm y 38.40 mm), debido a una mayor aportación de precipitación por su intensidad en S3 y por su duración en S1.

- El número de observatorios afectados por los fenómenos atmosféricos convectivos es mayor en S1, de lo que se deduce que los episodios convectivos en el norte de España tienen mayor extensión y se producen a escalas mayores.
- Este último resultado se puede contrastar con imágenes de satélite en el canal IR, que muestran las situaciones atmosféricas que dominan en cada sector, prevaleciendo los sistemas sinópticos en el Norte, S1, y los sistemas mesoescalares en el área mediterránea, S3 y S5.



---

## Referencias

- Anagnostou, E., 2004: Overview of Overland Satellite Rainfall Estimation for Hydro-Meteorological Applications. *Surv. Geophys.*, **25**, 511–537.
- Arya, S. P., 1999: *Air Pollution Meteorology and Dispersion*. Oxford University Press, 310 pp.
- Augustine, J. A. and K. W. Howard, 1991: Mesoscale convective complexes over the united states during 1986 and 1987. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1575–1589.
- Austin, J., 1948: A Note on Cumulus Growth in a Nonsaturated Enviroment. *J. Meteor.*, **5**, 103–107, doi:10.1175/1520-0469(1948)005.
- Barnston, A. G. and R. E. Livezey, 1987: Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Monthly Weather Review*, **115**, 1083–1126.
- Barriopedro, D., R. García Herrera, A. Lupo, and E. Hernández, 2006: A climatology of northern hemisphere blocking. *J. Climate*, **19**, 1042–1063.
- Bedka, K., J. Brunner, R. Dworak, W. Feltz, J. Otkin, and T. Greenwald, 2010: Objective satellite-based detection of overshooting tops using infrared window channel brightness temperature gradients. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*.
- Bellerby, T., M. Todd, D. Kniveton, and C. Kidd, 2000: Rainfall Estimation from a Combination of TRMM Precipitation Radar and GOES Multispectral Satellite Imagery through the Use of an Artificial Neural Network. *J. Appl. Meteor.*, **39**, 2115–2128, doi:10.1175/1520-0450(2001)040.
- Bertram, I. and G. J. Mayr, 2004: Lightning in the eastern Alps 1993-1999, part I:Thunderstorm tracks. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **4**, 501–511.
- Bjerknes, J., 1969: Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mon. Wea. Rev.*.
- Bleeker, J. and M. Andre, 1950: Convective Phenomena in the Atmosphere. *J. Meteor.*, **7**, 195–209, doi:10.1175/1520-0469(1950)007.
- Bluestein, H., 1992: *Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes*. Oxford University Press.



- Camuffo, D. and P. D. Jones, 2002: *Improved Understanding of Past Climatic Variability from Early Daily European Instrumental Sources*, volume 53 of *Climatic Change*. Kluwer Academic Publisher, improve (special issue) edition.
- Cassou, C., L. Terray, J. Hurrell, and C. Deser, 2004: North atlantic winter climate regimes: Spatial asymmetry, stationarity with time, and oceanic forcing. *J. Climate*, **17**, 1055–1068.
- Chazarra A., Cunha S., Silva A., Flores C., Pires V., Marques J., Mendes L., Mestre A., Mendes M., Neto J., and Nunes L. F., 2011: *Average total precipitation in the Iberian Peninsula and the Balearic Islands (1971-2000)*. State Meteorological Agency of Spain and Institute of Meteorology, Portugal, 80 pp., [Available online at [http://www.aemet.es/serviciosclimaticos/datosclimatologicos/atlas\\_climatico](http://www.aemet.es/serviciosclimaticos/datosclimatologicos/atlas_climatico)].
- Cotton, W. R., 1975: On Parameterization of Turbulent Transport in Cumulus Clouds. *J. Atmos. Sci.*, **32**, 548–564, doi:10.1175/1520-0469(1975)032.
- Delgado, G., L. A. T. Machado, C. F. Angelis, M. J. Bottino, A. Redaño, J. Lorente, L. Gimeno, and R. Nieto, 2008: Basis for a rainfall estimation technique using ir–vis cloud classification and parameters over the life cycle of mesoscale convective systems. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **47**, 1500–1517.
- Ding, C. and X. He, 2004: k-means Clustering via Principal Components Analysis. *Proceedings of the 21st International Conf. on Machine Learning*, AMS, ACM Press, Banff, CANADA, 225–232.
- Esteban Parra, M. J., F. S. Rodrigo, and Y. Castro Díez, 1998: Spatial and temporal patterns of precipitation in spain for the period 1880-1992. *International Journal of Climatology*.
- Fowler, H. J. and C. G. Kilsby, 2002: Precipitation and the North Atlantic Oscillation: A study of climatic variability in Northern England. *Int. J. Climatol.*, **22**, 843–866.
- Fraedrich, K., C. Bantzer, and U. Burkhardt, 1993: Winter climate anomalies in Europe and their associated circulation at 500hpa. *Climate Dyn.*, **8**, 161–175.
- Fraile, R. and E. García Ortega, 2005: Fitting an exponential distribution. *J. Appl. Meteor.*, **44**, 1620–1625.
- Fritsch, J. M., R. J. Kane, and C. R. Chelius, 1986: The Contribution of Mesoscale Convective Weather Systems to the Warm-Season Precipitation in the United States. *J. Climate Appl. Meteor.*, **25**, 1333–1345, doi: 10.1175/1520-0450(1986)025.
- Fuelberg, H. E. and J. R. Scoggins, 1980: Kinetic Energy Budget during Strong Jet Stream Activity over the Eastern United States. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 69–77.
- Fujita, T., 1986: Mesoscale classifications: their history and their application to forecasting. *Mesoscale Meteorology and Forecasting*, 18–35.
- Furuzawa, F. and K. Nakamura, 2005: Differences of Rainfall Estimates over Land by Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Precipitation Radar (PR) and TRMM Microwave Imager (TMI)—Dependence on Storm Height. *J. Appl. Meteor.*, **44**, 367–383, doi:10.1175/JAM-2200.1.
- Garcia Herrera, R., D. Gallego, E. Hernandez, L. Gimeno, P. Ribera, and N. Calvo, 2002: Precipitation trends in Canary Islands. *Int. J. Climatol.*, **23**, 235–241.
- Gatlin, P. N. and S. J. Goodman, 2010: A Total Lightning Trending Algorithm to Identify Severe Thunderstorms. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **27**, 3–22, doi:10.1175/2009JTECHA1286.1.

- Gifford, F. A., 1975: Atmospheric Dispersion Models for Environmental Pollution Applications. *Lectures on Air Pollution and Environmental Impact Analysis*, 35–58, amer. Meteor. Soc.
- Gleick, P. H., 1996: *Water Resources*, volume 2 of *Climate and Weather*. Oxford University Press, New York, 817–823 pp.
- Goodman, S. J., D. E. Buechler, and P. J. Meyer, 1988: Convective tendency images derived from a combination of lightning and satellite data. *Wea. Forecasting*, **3**, 173–188.
- Gourly, J., R. A. Maddox, K. W. Howard, and D. W. Burgues, 2002: An Exploratory Multisensor Technique for Quantitative Estimation of Stratiform Rainfall. *J. Hydrometeorol.*, **3**, 166–180.
- Grimsdell, A. W., M. J. Alexander, P. T. May, and L. Hoffmann, 2010: Model Study of Waves Generated by Convection with Direct Validation via Satellite. *J. Atmos. Sci.*, **67**, 1617–1631, doi:10.1175/2009JAS3197.1.
- Hammersley, J. and D. C. Handscomb, 1975: *Monte Carlo Methods*. Fletcher and Son Ltd., Norwich, UK., 188 pp.
- Holton, J., 1992: *An Introduction to Dynamical Meteorology*. Academic Press, 3 edition, 423 pp.
- Honarkhah, M. and J. Caers, 2010: Stochastic Simulation of Patterns Using Distance-Based Pattern Modeling. *Math. Geosci.*, **42**, 487–517, doi:10.1007/s11004-010-9276-7.
- Hong, Y., C. D. Kummerov, and W. S. Olson, 1999: Separation of convective and stratiform precipitation using microwave brightness temperature. *J. Appl. Meteorol.*, **38**, 1195–1213.
- Hossain, F., E. N. Anagnostou, and T. Dinku, 2004: Sensitivity analyses of satellite rainfall retrieval and sampling error on flood prediction uncertainty. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **42**, 130–139, doi:10.1109/TGRS.2003.818341.
- Houze, R. A., 1993: *Cloud Dynamics*, volume 53 of *International Geophysics Series*. Academic Press, 573 pp.
- 1997: Stratiform precipitation in regions of convection. A meteorological paradox? *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2179–2196.
- Hurrell, J., 1995: Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science*, **269**, 676–679.
- Hurrell, J. and C. Deser, 2003: North Atlantic climate variability: The role of the North Atlantic Oscillation. *J. Mar. Syst.*, **79**, 231–244.
- Iribarne, J. V. and W. L. Godson, 1996: *Termodinámica de la atmósfera*. Centro de Publicaciones, Secretaría General Técnica, Ministerio de Medio Ambiente.
- Jansá Guardiola, J. M., 1985: *Manual del Observador de Meteorología*. AEMET (antiguo INM), 2nd edition.
- Johnson, D. B., P. Flament, and R. L. Bernstein, 1994: : High-resolution satellite imagery for mesoscale meteorological studies. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*.
- Johnson, R. H. and P. J. Hamilton, 1988: The relationship of surface pressure features to the precipitation and airflow structure of an intense midlatitude squall line. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 1444–1473.
- Jolliffe, I. T., 2002: *Principal Component Analysis*. Springer, 2 edition, 487 pp.

- Kane Jr, R. J., C. R. Chelius, and J. M. Fritsch, 1987: Precipitation Characteristics of Mesoscale Convective Weather Systems. *J. Climate Appl. Meteor.*, **26**, 1345–1357.
- Kidd, C., D. R. Kniveton, M. C. Todd, and T. J. Bellerby, 2003: Satellite Rainfall Estimation Using Combined Passive Microwave and Infrared Algorithms. *J. Hydrometeor.*, **4**, 1088–1104, doi:10.1175/1525-7541(2003)004.
- Kiladis, G. N. and H. F. Diaz, 1989: Global climatic anomalies associated with extremes in the southern oscillation. *J. Climate*.
- Kutiel, H., P. Maheras, and S. Guika, 1996: Circulation and extreme rainfall conditions in the Eastern Mediterranean during the last century. *Int. J. Climatol.*, **16**, 73–92.
- Lakshmanan, V., K. Hondl, and R. Rabin, 2009: An efficient, general-purpose technique for identifying storm cells in geospatial images. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*.
- Lang, S., W. K. Tao, J. Simpson, and B. Ferrier, 2003: Modeling of convective-stratiform precipitation processes: Sensitivity to partitioning methods. *J. Appl. Meteorol.*, **42**, 505–527.
- Langer, I. and E. Reimer, 2007: Separation of convective and stratiform precipitation for a precipitation analysis of the local model of the german weather service. *Adv. Geosci.*
- Lemone, M. A. and E. J. Zipser, 1980: Cumulonimbus Vertical Velocity Events in GATE. Part I: Diameter, Intensity and Mass Flux. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 2444–2457.
- Lin, C. L. and S. C. Lee, 1975: Collision efficiency of water drops in the atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **32**, 1412–1418.
- Lin, J., B. Mapes, M. Zhang, and M. Newman, 2004: Stratiform precipitation, vertical heating profiles, and the madden-julian oscillation. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 296–309, doi:10.1175/1520-0469(2004)061.
- Llasat Botija, M., M. C. Llasat, and L. López, 2007: Natural Hazards and the press in the western Mediterranean region. *Adv. Geosci.*, **12**, 81–85.
- López-Bustins, J., J. Martín-Vide, and A. Sánchez-Lorenzo, 2008: Iberia winter rainfall trends based upon changes in teleconnection and circulation patterns. *Global and Planetary Change*.
- Maddox, R., 1980: Mesoscale Convective Complexes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1374–1387.
- Maddox, R. A., 1977: Meso-beta Scale Features Observed in Surface Network and Satellite Data. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1056–1059.
- 1983: Large-scale meteorological conditions associated with midlatitude, mesoscale convective complexes. *mwv*.
- Maddox, R. A., C. F. Chappell, and L. R. Hoxit, 1979: Synoptic and Meso-alpha Scale Aspects of Flash Flood Events. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **60**, 115–123.
- Mahale, V., J. Brotzge, and H. Bluestein, 2014: The Advantages of a Mix-Band Radar Network for Severe Weather operations: A Case Study of 13 May 2009. *Wea. Forecasting*, **29**, 78–98.
- Mariotti, A., N. Zeng, and K.-M. Lau, 2002: Euro-mediterranean rainfall and enso. a seasonally varying relationship. *Geophysical Research Letters*.
- Martín-Vide, J. and J. López-Bustins, 2006: The western mediterranean oscillation and rainfall in the iberian peninsula. *International Journal of Climatology*.

- Marzban, C. and S. Sandgathe, 2006: Cluster Analysis for Verification Precipitation Fields. *Wea. Forecasting*, **21**, 824–838.
- Mc Anelly, R. L. and W. R. Cotton, 1989: The Precipitation Life Cycle of Mesoscale Convective Complexes over the Central United States. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 784–808.
- Mc Queen, J. B., 1967: Some Methods for Classification and Analysis of Multivariate Observations. *Proceedings of the 5th Berkeley Symposium on Mathematical Statistics and Probability*, University of California Press, Berkeley, CA, volume 1, 281–297, [Available on line at <http://projecteuclid.org/euclid.bsmmsp/1200512992>].
- Millán, M., M. J. Estrela, and V. Caselles, 1995: Torrential precipitations on the spanish east coast: The role of the mediterranean sea surface temperature. *Atmospheric Research*, **36**, 1–16.
- Millán, M., M. J. Estrela, and J. Miró, 2005: Rainfall Components: Variability and Spatial Distribution in a Mediterranean Area (Valencia Region). *J. Climate*, **18**, 2682–2705.
- Mitchel, J. F. B., C. A. Wilson, and W. M. Cunningham, 1987: On co2 climate sensitivity and model dependence of results. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.*.
- Mohr, K. I., D. Slayback, and K. Yager, 2014: Characteristics of Precipitation Features and Annual Rainfall during the TRMM Era in the Central Andes. *J. Climate*, **27**, 3982–4001, doi/10.1175/JCLI-D-13-00592.1.
- Muñoz Díaz, D. and F. S. Rodrigo, 2003: Effects of the north atlantic oscillation on the probability for climatic categories of local monthly rainfall in southern spain. *Int. J. Climatol.*, **23**, 381–397.
- 2006: Seasonal rainfall variability in Spain (1912–2000) and their links to atmospheric circulation. *Atmos. Res.*, **8**, 94–110.
- Murakami, M., 1979: Large-Scale Aspects of Deep Convective Activity over the GATE Area. *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 994–1013.
- Nastos, P. T. and C. S. Zerefos, 2007: On extreme daily precipitation totals at athens, greece. *Advances in Geosciences*, **10**, 50–66.
- New, M., M. Todd, M. Hulme, and P. Jones, 2001: Precipitation trends and measurements in the twentieth century. *Int. J. Climatol.*, **21**, 1899–1922.
- Orlanski, I., 1975: A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **56**, 527–530.
- Parker, M., S. A. Rutledge, and R. H. Johnson, 2001: Cloud-to-Ground Lightning in Linear Mesoscale Convective Systems. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 1232–1242, doi:10.1175/1520-0493(2001)129.
- Pasquill, F., 1961: The estimation of the dispersion of windborne material. *Meteorological Magazine*, **90**, 33–49.
- Pauling, A. and H. Paeth, 2007: On the variability of return periods of european winter precipitation extremes over the last three centuries. *Climate of the Past*, **3**, 65–76.
- Pavolonis, M. J., 2010: Advances in extracting cloud composition information from spaceborne infrared radiances: A robust alternative to brightness temperatures. part i: Theory. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **49**, 1992–2012.
- Periago, M., X. Lana, G. F. Mills, and C. Serra, 1998: Optimization of the pluviometric network of catalonia (north-east spain) for climatological studies. *Int. J. of Climatol.*, **18**, 183–198.

- Periago, M., X. Lana, C. Serra, and G. F. Mills, 1991: Precipitation regionalization: an application using a meteorological network in catalonia (spain). *Int. J. of Climatol.*, **11**, 529–543.
- Petterssen, S., E. Knighting, R. W. James, and N. Herlofson, 1945: Convection in theory and practice. *Geophys. Publ.*, **16**.
- Philander, S. G., J. R. Holton, and R. Dmowska, 1989: *El Niño, La Niña and the Southern Oscillation*. Academic Press.
- Pinsky, M., A. Khain, and M. Shapiro, 2001: Collision efficiency of drops in a wide range of reynolds numbers: Effects of pressure on spectrum evolution. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 742–764.
- Platt, C. M. R., M. A. Vaughan, and R. T. Austin, 2010: Characteristics of calipso and cloudsat backscatter at the top center layers of mesoscale convective systems and relation to cloud microphysics. *J. Appl. Meteor. Clim.*, 368–378.
- Preisendorfer, R. W., 1988: *Principal Component Analysis in Meteorology and Oceanography*. Elsevier, 425 pp.
- Press, W., S.A.Teukolsky, W.T.Vetterling, and B.P.Flannery, 2007: Gaussian Mixture Models and K-Means Clustering. *The Art of Scientific Computing*, Cambridge University Press, *NUMERICAL RECIPES*, 3 edition, 842–849.
- Queralt, S., E. Hernández, D. Barriopedro, D. Gallego, P. Ribera, and C. Casanova, 2009: North Atlantic Oscillation Influence and Weather Types associated with Winter Total and Extreme Precipitation Events in Spain. *Atmos. Res.*, **94**, 675–683.
- Rabin, R. M. and T. Whittaker, 2006: Tool for storm analysis using multiple data sets. *Advances in Visual Computing*.
- Rasmusson, E. G. and T. H. Carpenter, 1982: Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the southern oscillation/el niño. *Mon. Wea. Rev.*.
- Reudenbach, C., G. Heinemann, E. Heuel, J. Bendix, and M. Winiger, 2001: Investigation of summertime convective rainfall in Western Europe based on a synergy of remote sensing data and numerical models. *Meteor. Atmos. Phys.*, 23–41.
- Rivas, L. and F. De Pablo, 2002: Maritime cloud-to-ground lightning: The Western Mediterranean Sea. *J. Geophys. Res.*, **107**, 1–11, doi:10.1029/2002JD002211.
- 2003: Analysis of convective precipitation in the Western Mediterranean Sea through the use of cloud-to-ground lightning. *Atmos. Res.*, **66**, 189–202.
- Rivas, L., F. De Pablo, and E. García, 2001: Cloud-to-ground lightning activity in the Iberian Peninsula: 1992–1994. *J. Geophys. Res.*, **106**, 11891–11901, doi:10.1029/2001JD900055.
- Rodrigo, F. S. and R. M. Trigo, 2007: Trends in daily rainfall in the Iberian Peninsula from 1951 to 2002. *Int. J. Climatol.*, **27**, 513–529.
- Rodríguez-Fonseca, B. and C. Rodríguez-Puebla, 2010: Teleconexiones climáticas en el entorno de la península ibérica. predictabilidad y cambios esperados. *Clima en España: pasado, presente y futuro*, P. F. Fiz and B. Roberta, eds., CLIVAR ESPAÑA, 53–68.
- Rodríguez Fonseca, B. and E. Serrano, 2002: Winter 10-day coupled patterns between geopotential height and iberian peninsula rainfall using the ecmwf precipitation reanalysis. *J. of Climate*, **15**, 1309–1321.

- Rodríguez Puebla, C., A. Encinas, S. Nieto, and J. Garmendia, 1998: Spatial and temporal patterns of annual precipitation variability over the iberian peninsula. *Int. J. of Climatol.*, **299**–316.
- Rogers, R. R., 1976: *A Short Course in Cloud Physics*. Pergamon Press, Oxford.
- Rogers, R. R. and M. K. Yau, 1989: *A Short Course in CLOUD PHYSICS*, volume 113 of *International Series in Natural Philosophy*. D. Ter Haar, 292 pp.
- Romatschke, U. and R. A. Houze, 2013: Characteristic of Precipitating Convective Systems Accounting for the Summer Rainfall of Tropical and Subtropical South America. *J. Hydrometeor.*, **14**, 25–26.
- Romero, R., C. Ramis, and S. Alonso, 1997: Numerical simulation of an extreme rainfall event in catalonia: Role of orography and evaporation from the sea. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **123**, 537–559.
- 1998: Mesoscale model simulations of three heavy precipitation events in the western mediterranean region. *mur*, **126**, 1859–1881.
- Ropelewski, C. F. and M. S. Halpert, 1987: Global and regional scale precipitation patterns associated with the el niño/southern oscillation (enso). *Monthly Weather Review*.
- Rosenfield, D. and I. M. Lensky, 1998: Satellite-based insights into precipitation formation processes in continental and maritime convective clouds. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **80**, 2457–2477.
- Rosmond, T. E., 1973: Mesoscale Cellular Convection. *J. Atmos. Sci.*, **30**, 1392–1409.
- Rowell, D. P., 2003: The impact of mediterranean ssts on the sahelian rainfall season. *J. Climate*.
- Ruiz Leo, A., E. Hernández, S. Queralt, and G. Maqueda, 2013: Convective and stratiform precipitation trends in the Spanish Mediterranean Coast. *Atmos. Res.*, **119**, 46–55, doi:10.1016/j.atmosres.2011.07.019.
- Saenz, J., J. Zubillaga, and C. Rodríguez Puebla, 2001: Interannual variability of winter precipitation in northern iberian peninsula. *Int. J. Climatol.*, **21**, 1503–1513.
- Serrano, A., J. A. Garcia, V. Mateos, M. L. Cancillo, and J. Garrido, 1999: Monthly modes of variation of precipitation over the Iberian Peninsula. *J. Climatol.*, **12**, 894–919.
- Sieglaff, J. M., T. J. Schmit, W. P. Menzel, and S. A. Ackerman, 2009: Inferring convective weather characteristics with geostationary high spectral resolution ir window measurements: A look into the future. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **26**, 1527–1541.
- Steiner, M., 1996: Uncertainties of estimates of monthly areal rainfall for temporally sparse remote observations. *Water Resour. Res.*, **32**, 373–388.
- Steiner, M., R. A. Houze Jr., and S. E. Yuter, 1995: Climatological characterization of three – dimensional storm structure from operational radar and rain gauge data. *J. Appl. Meteorol.*, **34**, 1978–2007.
- Steiner, M. and J. A. Smith, 1998: Convective versus stratiform rainfall: An ice-microphysical and kinematic conceptual model. *Atmos. Res.*, **47–48**, 317–326.
- Storm, B., M. D. Parker, and D. P. Jorgensen, 2007: A Convective Line with Leading Stratiform Precipitation from BAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 1769–1785.
- Stull, R. B., 1988: *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic Publisher, first edition, 666 pp.

- Sui, C.-H., C. T. Tsay, and X. Li, 2007: Convective-stratiform rainfall separation by cloud content. *J. Geophys. Res. : Atmos.*, **112**.
- Sumner, G. N., R. Romero, V. Homar, and C. Ramis, 2003: An estimate of the effects of climate change on the rainfall of mediterranean spain by the late twenty first century. *Clim. Dyn.*.
- Tang, X., W.-C. Lee, and M. Bell, 2014: A Squall-Line-Like Principal Rainband in Typhoon Hagupit (2008) observed by Airbone Doppler Radar. *J. Atmos. Sci.*, **71**, 2733–2746.
- Tapiador, F., C. Kidd, V. Levizzani, and F. S. Marzano, 2004: A Neural Networks-based Fusion Technique to estimate half-hourly rainfall estimates at 0.1° resolution from satellite passive microwave and infrared data. *J. Appl. Meteor.*, **43**, 576–594.
- Thompson, D. W. J. and J. M. Wallace, 1998: The arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical Research Letters*, **25**, 1297–1300.
- 2000: Annular modes in the extratropical circulation. part i: Month-to-month variability. *Journal of Climate*.
- Tremblay, A., 2005: The stratiform and convective components of surface precipitation. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 1513–1528.
- Tremblay, A. and A. Glazer, 2000: An improved modeling scheme for freezing precipitation forecasts. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 1289–1308.
- Tremblay, A., A. Glazer, W. Szyrmer, G. Isaac, and I. Zawadzki, 1995: Forecasting of supercooled clouds. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 2098–2113.
- Trenberth, K. E., A. Dai, R. M. Rasmussen, and D. Pearson, 2003: The Changing Character of Precipitation. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **84**, 1205–1217.
- Trigo, R. M. and J. P. Palutikof, 2001: Precipitation scenarios over iberia: A comparison between direct gcm output and different downscaling techniques. *Journal of Climate*.
- Trigo, R. M., D. Pozo Vazquez, T. J. Osborn, Y. Castro Diez, S. Gamiz Fortis, and M. J. Esteban Parra, 2004: North Atlantic Oscillation influence on precipitation, river flow and water resources in the Iberian Peninsula. *Int. J. Climatol.*, **24**, 925–944.
- Turner, B., 1970: Workbook of Atmospheric Dispersion Estimates. *Public Health Service Publication*.
- Tymbios, F. S. and S. Michaelides, 2002: Analysis of the spatial and temporal changes of precipitation extreme events in cyprus. *6th Hellenic Scientific Congress in Meteorology-Climatology-Atmospheric Physics*, 476–483.
- van Oldenborgh, G. J., 2005: Comment on 'predictability of winter climate over the north atlantic european region during enso events' by p. p. mathieu, r. t. sutton, b. dong and m. collins. *Journal of Climate*.
- Velasco, I. and J. Fritsch, 1987: Mesoscale convective complexes in the americas. *Journal of Geophysical Research*.
- Vila, D. A., L. A. T. Machado, H. Laurent, and I. Velasco, 2008: Forecast and tracking the evolution of cloud clusters (fortracc) using satellite infrared imagery: Methodology and validation. *Wea. Forecasting*, **23**, 233–245.
- von Storch, H., E. Zorita, and U. Cubash, 1993: Downscaling of Global Climate Change Estimates to Regional Scales: An Application to Iberian Rainfall in Wintertime. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **6**, 1161–1171.

- Walker, J. R., W. M. MacKenzie Jr., J. R. Mecikalski, and C. P. Jewett, 2012: An Enhanced Geostationary Satellite-Based Convective Initiation Algorithm for 0-2-h Nowcasting with Object Tracking. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **51**, 1931–1949.
- Wallace, J. M. and D. S. Gutzler, 1981: Teleconnections in the geopotential height field during the northern hemisphere winter. *Monthly Weather Review*.
- Wallace, J. M. and P. V. Hobbs, 2006: *Atmospheric Science*. Academic Press.
- Webster, P. J. and R. Lukas, 1992: TOGA-COARE: The Coupled Ocean—Atmosphere Response Experiment. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **73**, 1377–1416.
- Wilks, D. S., 2006: *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*, volume 91 of *International Geophysics Series*. Academic Press, 2d edition, 627 pp.
- Wimmers, A. J. and C. S. Velden, 2007: MIMIC: A New Approach to Visualizing Satellite Microwave Imagery of Tropical Cyclones. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **88**, 1187–1196.
- Xoplaki, E., J. F. Gonzalez Rouco, J. Luterbacher, and H. Wanner, 2004: Wet season Mediterranean precipitation variability: influence of large-scale dynamics and trends. *Climate Dyn.*, **23**, 63–78, 10.1007/s00382-004-0422-0.
- Xoplaki, E., J. Luterbacher, R. Burkard, I. Patrikas, and P. Maheras, 2000: Connection between the large scale 500hP geopotential field and precipitation over Greece in wintertime. *Climate Res.*, **14**, 129–146.
- Xu, K. M., 1995: Partitioning mass, heat and moisture budgets on explicit simulated cumulus ensembles into convective and stratiform components. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 551–573.
- Xu, S., W. Lin, and C. Sui, 2013: The separation of convective and stratiform precipitation regions of simulated Typhoon Chanchu and its sensitivity to the number concentration of cloud droplets. *Atmos. Res.*, **122**, 229–236.
- Zebiak, S. E. and M. A. Cane, 1987: A model el niño southern oscillation. *Monthly Weather Review*.
- Zhou, Y., X. Qie, and S. Soula, 2002: A study of the relationship between cloud-to-ground lightning and precipitation in the convective weather system in China. *Ann. Geophys.*, **20**, 107–113.
- Zinner, T., H. Hammstein, and A. Tafferner, 2008: Cb-tram:tracking and monitoring severe convection from onset over rapid development to mature phase using multi-channel meteosat-8 seviri data. *Meteor. Atmos. Phys.*, **101**, 191–210.
- Zorita, E., V. Kharin, and H. von Storch, 1992: The atmospheric circulation and the sea surface temperature in the North Atlantic area in winter: their interaction and relevance for Iberian precipitation. *J. Climatol.*, **5**, 1097–1108.





# A

## Estaciones meteorológicas.

Tabla A.1: Estaciones meteorológicas con disponibilidad de datos horarios de precipitación utilizadas para la regionalización y agrupadas por sectores, después de haber aplicado el análisis de clúster. Cada estación lleva asociado el índice establecido según la OMM, las coordenadas geográficas, longitud y latitud, y la altitud sobre el nivel del mar.

Sector	Indicativo Nombre		Longitud	Latitud	Altitud
			(°)	(°)	(m)
S1	1024E	San Sebastián/Igeldo	-2.04	43.31	251
	1109	Santander/Parayas	-3.83	43.43	5
	1111	Santander I/CMT	-3.80	43.49	52
	1212E	Asturias/Avilés	-6.04	43.57	127
	1249I	Oviedo	-5.87	43.35	336
	1387	A Coruña	-8.42	43.37	58
	1428	Santiago de Compostela/Labacolla	-8.41	42.89	370
	1484C	Pontevedra	-8.62	42.44	108
	1495	Vigo/Peinador	-8.62	42.24	261
	1505	Lugo/Rozas	-7.46	43.11	445
	1690A	Ourense	-7.86	42.33	143
	9091O	Foronda/Txokiza	-2.74	42.88	513

Sector	Indicativo Nombre		Longitud (°)	Latitud (°)	Altitud (m)
S2	2030	Soria	-2.48	41.78	1082
	2331	Burgos	-3.62	42.36	891
	2422	Valladolid	-4.75	41.64	735
	2444	Ávila	-4.68	40.66	1130
	2465	Segovia	-4.13	40.95	1005
	2539	Valladolid/Villanubla	-4.86	41.71	846
	2614	Zamora	-5.74	41.52	656
	2661	León	-5.65	42.59	916
	2867	Salamanca/Matacán	-5.50	40.96	790
	3013	Guadalajara/Molina de Aragón	-1.88	40.84	1056
	3129	Madrid/Barajas	-3.56	40.47	609
	3168C	Guadalajara/El Serranillo	-3.17	40.66	639
	3191E	Colmenar Viejo/Famet	-3.77	40.70	1004
	3195	Madrid/Retiro	-3.68	40.41	667
	3200	Madrid/Getafe	-3.72	40.30	620
	3260B	Toledo	-4.05	39.88	515
	4121	Ciudad Real	-3.92	38.99	628
	8096	Cuenca	-2.13	40.07	948
	8368U	Teruel	-1.12	40.35	900
	9170	Logroño	-2.33	42.45	353
	9390	Daroca I	-1.41	41.11	779
	9434	Zaragoza	-1.00	41.66	263
	9898	Huesca	-0.33	42.08	541

Sector	Indicativo Nombre		Longitud (°)	Latitud (°)	Altitud (m)
S3	0016A	Reus/Aeropuerto	1.18	41.15	71
	0076	Barcelona/Aeropuerto	2.07	41.29	4
	0367	Girona	2.76	41.91	143
	8019	Alicante/El Altet	-0.57	38.28	43
	8025	Alicante/Ciudad Jardín	-0.49	38.37	81
	8414A	Valencia/Aeropuerto	-0.47	39.49	56
	8416	Valencia	-0.37	39.48	11
	8500A	Castellón/Almazora	-0.07	39.96	43
	9771C	Lleida	0.60	41.63	185
	B228	Palma de Mallorca/CMT	2.63	39.55	3
	B278	Palma de Mallorca/Son San Juan	2.74	39.56	8
	B893	Menorca/Aeropuerto	4.22	39.8	91
S4	3469A	Cáceres	-6.34	39.47	394
	4452	Badajoz/Talavera La Real	-6.81	38.88	185
	4642E	Huelva/Ronda Este	-6.91	37.28	19
	5402	Córdoba/Aeropuerto	-4.85	37.84	90
	5783	Sevilla/San Pablo	-5.88	37.42	34
	5796	Morón de la Frontera	-5.61	37.16	87
	5960	Jeréz de la Frontera/Aeropuerto	-6.06	36.75	27
	5973	Cádiz/Obs.	-6.26	36.50	2
	6155A	Málaga/Aeropuerto	-4.48	36.67	5

Sector	Indicativo Nombre		Longitud (°)	Latitud (°)	Altitud (m)
S	5270B	Jaén	-3.81	37.78	580
	5514	Granada/Base Aérea	-3.63	37.14	690
	5530E	Granada/Aeropuerto	-3.79	37.19	567
	6325O	Almería/Aeropuerto	-2.36	36.85	21
	7031X	Murcia/San Javier	-0.81	37.78	4
	7178I	Murcia	-1.17	38.00	61
	8175	Albacete/Los Llanos	-1.86	38.95	702

## B

---

### Correlaciones entre índices de teleconexión y componentes.

En las siguientes tablas se presentan las correlaciones calculadas para los diferentes períodos de 3, 4, 5, 6 y 7 meses contados a partir de Septiembre hasta Marzo. En la primera columna se encuentran los meses en los que finaliza cada período, en la segunda columna los trimestres, en la tercera los cuatrimestres y sucesivamente, los períodos de cinco, seis y siete meses.

A medida que aumentamos en uno el número de meses de cada período, disminuye en uno los valores calculados para las correlaciones, pues existe un período menos que contabilizar, dentro del máximo número de meses posibles desde Septiembre hasta Marzo. Al final se llega a un solo período de siete meses (S-M). Los valores de máxima correlación para la precipitación total y sus componentes están en negrita.

Se puede observar que los valores máximos, se encuentran siempre en un trimestre, aunque no sea exactamente el mismo para todos los tipos de precipitación. Suele ser, si no en el mismo, en meses contiguos. Es decir, siempre hay un trimestre en el que la influencia de cada patrón es superior en un determinado sector y a medida que nos alejamos de este período y/o incluimos otros meses, la correlación va disminuyendo.

Tabla B.1: Correlación entre el índice NAO y los diferentes tipos de precipitación convectiva, estratiforme y total, en cada sector de la Península Ibérica.

	<i>P<sub>c</sub></i> <i>P<sub>s</sub></i> <i>P<sub>t</sub></i>	<i>P<sub>c</sub></i> <i>P<sub>s</sub></i> <i>P<sub>t</sub></i>	<i>P<sub>c</sub></i> <i>P<sub>s</sub></i> <i>P<sub>t</sub></i>	<i>P<sub>c</sub></i> <i>P<sub>s</sub></i> <i>P<sub>t</sub></i>	<i>P<sub>c</sub></i> <i>P<sub>s</sub></i> <i>P<sub>t</sub></i>
Final	3 meses	4 meses	5 meses	6 meses	7 meses
	S1				
Nov	-0.14 -0.52 -0.47				
Dic	<b>-0.41</b> -0.41 -0.49	-0.28 -0.43 -0.45			
Ene	-0.38 -0.53 <b>-0.61</b>	-0.38 -0.48 -0.56	-0.32 -0.47 -0.52		
Feb	-0.15 -0.54 -0.45	-0.27 -0.51 -0.51	-0.29 -0.48 -0.50	-0.26 -0.48 -0.49	
Mar	-0.27 <b>-0.59</b> -0.51	-0.20 -0.55 -0.46	-0.26 -0.52 -0.49	-0.27 -0.49 -0.47	-0.25 -0.48 -0.47
	S2				
Nov	-0.31 -0.10 -0.31				
Dic	0.05 -0.71 -0.61	-0.25 -0.25 -0.38			
Ene	-0.62 <b>-0.80</b> <b>-0.79</b>	-0.38 -0.75 -0.71	-0.25 -0.40 -0.49		
Feb	<b>-0.74</b> -0.49 -0.72	-0.71 -0.53 -0.70	-0.64 -0.52 -0.66	-0.41 -0.41 -0.55	
Mar	-0.45 -0.74 -0.70	-0.71 -0.50 -0.71	-0.69 -0.54 -0.70	-0.63 -0.53 -0.66	-0.39 -0.42 -0.54
	S3				
Nov	<b>0.52</b> 0.12 0.49				
Dic	-0.15 0.51 0.25	0.33 0.24 0.42			
Ene	-0.14 0.14 0.04	-0.12 0.32 0.15	0.25 0.22 0.32		
Feb	0.16 <b>-0.74</b> <b>-0.75</b>	0.01 -0.50 -0.45	-0.04 -0.29 -0.24	0.18 -0.17 0.01	
Mar	-0.28 -0.39 -0.39	0.01 -0.70 -0.67	-0.04 -0.49 -0.44	-0.06 -0.28 -0.24	0.17 -0.17 0.00
	S4				
Nov	-0.14 0.05 -0.06				
Dic	0.07 -0.62 -0.34	-0.10 -0.31 -0.25			
Ene	-0.65 -0.74 -0.77	-0.34 -0.69 -0.61	-0.27 -0.48 -0.46		
Feb	<b>-0.89</b> -0.52 <b>-0.87</b>	-0.79 -0.59 -0.83	-0.66 -0.61 -0.74	-0.57 -0.48 -0.63	
Mar	-0.82 <b>-0.81</b> -0.87	-0.79 -0.63 -0.84	-0.73 -0.64 -0.81	-0.62 -0.64 -0.73	-0.55 -0.53 -0.64
	S5				
Nov	-0.18 -0.11 -0.10				
Dic	-0.37 -0.57 -0.49	-0.24 -0.27 -0.22			
Ene	-0.20 <b>-0.86</b> <b>-0.93</b>	-0.27 -0.73 -0.74	-0.22 -0.50 -0.43		
Feb	<b>-0.72</b> -0.74 -0.83	-0.61 -0.73 -0.85	-0.57 -0.70 -0.79	-0.46 -0.58 -0.61	
Mar	0.16 -0.28 -0.21	-0.65 -0.70 -0.79	-0.56 -0.71 -0.81	-0.52 -0.68 -0.76	-0.42 -0.57 -0.59

Tabla B.2: Correlación entre el índice EA y los diferentes tipos de precipitación convectiva, estratiforme y total, en cada sector de la Península Ibérica.

	<i>P<sub>c</sub></i> <i>P<sub>s</sub></i> <i>P<sub>t</sub></i>	<i>P<sub>c</sub></i> <i>P<sub>s</sub></i> <i>P<sub>t</sub></i>	<i>P<sub>c</sub></i> <i>P<sub>s</sub></i> <i>P<sub>t</sub></i>	<i>P<sub>c</sub></i> <i>P<sub>s</sub></i> <i>P<sub>t</sub></i>	<i>P<sub>c</sub></i> <i>P<sub>s</sub></i> <i>P<sub>t</sub></i>
Final	3 meses	4 meses	5 meses	6 meses	7 meses
	S1				
Nov	<b>0.42</b> 0.36 0.54				
Dic	0.26 0.55 0.52	0.30 0.45 0.48			
Ene	0.20 <b>0.74</b> <b>0.68</b>	0.22 0.66 0.61	0.26 0.57 0.56		
Feb	0.27 0.42 0.42	0.23 0.57 0.53	0.23 0.56 0.52	0.25 0.52 0.51	
Mar	0.40 0.49 0.50	0.34 0.45 0.46	0.28 0.55 0.52	0.27 0.55 0.52	0.29 0.52 0.51
	S2				
Nov	0.45 -0.10 0.26				
Dic	0.18 0.32 0.32	0.38 0.03 0.28			
Ene	<b>0.52</b> <b>0.78</b> <b>0.75</b>	0.40 0.57 0.57	0.32 0.33 0.46		
Feb	0.15 0.60 0.54	0.22 0.64 0.61	0.22 0.54 0.53	0.25 0.42 0.47	
Mar	0.45 0.35 0.39	0.16 0.54 0.50	0.22 0.60 0.57	0.22 0.51 0.51	0.24 0.41 0.45
	S3				
Nov	-0.30 0.36 -0.01				
Dic	-0.32 <b>-0.45</b> <b>-0.51</b>	-0.25 0.01 -0.19			
Ene	<b>0.43</b> -0.15 0.08	0.02 -0.25 -0.15	-0.04 0.01 -0.0		
Feb	0.19 0.03 0.10	0.13 -0.05 0.01	0.00 -0.11 -0.09	-0.02 0.00 -0.01	
Mar	0.08 0.35 0.27	0.07 0.08 0.11	0.10 0.02 0.06	0.02 -0.04 -0.02	0.01 0.06 0.04
	S4				
Nov	0.27 -0.13 0.09				
Dic	0.05 0.30 0.21	0.18 0.09 0.16			
Ene	<b>0.69</b> <b>0.55</b> <b>0.65</b>	0.42 0.46 0.50	0.36 0.27 0.36		
Feb	0.34 0.46 0.44	0.40 0.46 0.50	0.35 0.43 0.46	0.34 0.32 0.39	
Mar	0.40 0.38 0.41	0.34 0.42 0.43	0.38 0.44 0.48	0.35 0.42 0.44	0.34 0.33 0.39
	S5				
Nov	-0.05 -0.16 -0.02				
Dic	<b>0.58</b> 0.42 0.53	0.25 0.14 0.20			
Ene	0.56 <b>0.51</b> <b>0.67</b>	0.54 0.43 0.59	0.30 0.31 0.34		
Feb	0.28 0.15 0.32	0.31 0.28 0.41	0.36 0.29 0.43	0.29 0.24 0.33	
Mar	-0.55 -0.10 -0.25	0.16 0.13 0.25	0.21 0.24 0.33	0.27 0.26 0.36	0.21 0.22 0.29



Tabla B.3: Correlación entre el índice EAWR y los diferentes tipos de precipitación convectiva, estratiforme y total, en cada sector de la Península Ibérica.

	<i>P<sub>c</sub></i> <i>P<sub>s</sub></i> <i>P<sub>t</sub></i>	<i>P<sub>c</sub></i> <i>P<sub>s</sub></i> <i>P<sub>t</sub></i>	<i>P<sub>c</sub></i> <i>P<sub>s</sub></i> <i>P<sub>t</sub></i>	<i>P<sub>c</sub></i> <i>P<sub>s</sub></i> <i>P<sub>t</sub></i>	<i>P<sub>c</sub></i> <i>P<sub>s</sub></i> <i>P<sub>t</sub></i>
Final	3 meses	4 meses	5 meses	6 meses	7 meses
	S1				
Nov	-0.02 0.21 0.14				
Dic	-0.37 0.05 -0.14	-0.22 0.10 -0.05			
Ene	-0.48 -0.07 -0.30	-0.43 -0.01 -0.23	-0.33 0.03 -0.15		
Feb	<b>-0.50 -0.39 -0.51</b>	-0.48 -0.22 -0.40	-0.44 -0.14 -0.33	-0.37 -0.09 -0.26	
Mar	-0.37 -0.18 -0.29	-0.46 -0.32 -0.43	-0.48 -0.24 -0.40	-0.46 -0.18 -0.35	-0.40 -0.12 -0.29
	S2				
Nov	-0.19 0.22 0.02				
Dic	0.25 <b>0.89 0.83</b>	-0.26 0.51 0.27			
Ene	-0.09 0.20 0.14	0.00 0.43 0.36	-0.22 0.39 0.21		
Feb	<b>-0.37</b> 0.04 -0.14	-0.30 0.12 -0.01	-0.26 0.27 0.13	-0.25 0.26 0.08	
Mar	-0.23 -0.43 -0.41	-0.38 0.03 -0.14	-0.31 0.08 -0.05	-0.27 0.21 0.08	-0.28 0.22 0.03
	S3				
Nov	-0.09 -0.18 -0.19				
Dic	<b>-0.45</b> 0.06 -0.24	-0.12 -0.12 -0.17			
Ene	-0.01 -0.19 -0.14	-0.29 -0.10 -0.23	-0.10 -0.14 -0.16		
Feb	-0.37 0.06 -0.07	-0.23 -0.03 -0.11	-0.34 -0.06 -0.21	-0.16 -0.08 -0.16	
Mar	0.26 <b>0.26 0.30</b>	-0.12 0.09 0.03	-0.12 -0.01 -0.06	-0.29 -0.06 -0.19	-0.17 -0.09 -0.17
	S4				
Nov	<b>0.45</b> -0.02 0.28				
Dic	0.35 0.09 0.24	0.36 0.02 0.21			
Ene	0.28 <b>0.39 0.38</b>	0.18 0.22 0.23	0.27 0.17 0.25		
Feb	-0.20 0.14 -0.09	-0.12 0.25 0.05	-0.05 0.18 0.06	0.03 0.16 0.10	
Mar	-0.02 -0.36 -0.21	-0.20 0.04 -0.12	-0.13 0.16 0.01	-0.08 0.12 0.01	-0.01 0.12 0.06
	S5				
Nov	<b>-0.52</b> -0.01 <b>-0.39</b>				
Dic	-0.34 0.13 -0.12	-0.45 0.05 -0.29			
Ene	0.41 <b>-0.21</b> -0.10	-0.04 -0.10 -0.10	-0.28 -0.05 -0.21		
Feb	-0.35 -0.04 -0.18	-0.23 -0.09 -0.14	-0.25 -0.06 -0.14	-0.31 -0.04 -0.19	
Mar	0.20 -0.13 -0.06	-0.40 -0.02 -0.20	-0.28 -0.09 -0.17	-0.30 -0.06 -0.17	-0.35 -0.04 -0.21

Tabla B.4: Correlación entre el índice SCAND y los diferentes tipos de precipitación convectiva, estratiforme y total, en cada sector de la Península Ibérica.

	<i>P<sub>c</sub></i> <i>P<sub>s</sub></i> <i>P<sub>t</sub></i>	<i>P<sub>c</sub></i> <i>P<sub>s</sub></i> <i>P<sub>t</sub></i>	<i>P<sub>c</sub></i> <i>P<sub>s</sub></i> <i>P<sub>t</sub></i>	<i>P<sub>c</sub></i> <i>P<sub>s</sub></i> <i>P<sub>t</sub></i>	<i>P<sub>c</sub></i> <i>P<sub>s</sub></i> <i>P<sub>t</sub></i>
Final	3 meses	4 meses	5 meses	6 meses	7 meses
	S1				
Nov	0.43 0.51 <b>0.65</b>				
Dic	0.28 <b>0.66</b> 0.61	0.34 0.56 0.58			
Ene	0.33 0.60 0.64	0.31 0.62 0.62	0.33 0.56 0.60		
Feb	0.46 0.46 0.54	0.38 0.52 0.57	0.34 0.56 0.57	0.36 0.53 0.57	
Mar	<b>0.47</b> 0.52 0.55	0.48 0.48 0.55	0.42 0.54 0.58	0.39 0.56 0.59	0.40 0.54 0.58
	S2				
Nov	0.38 0.25 0.47				
Dic	0.23 <b>0.91</b> 0.84	0.41 0.29 0.53			
Ene	<b>0.88</b> 0.82 <b>0.87</b>	0.74 0.81 0.84	0.46 0.49 0.68		
Feb	0.43 0.38 0.50	0.53 0.49 0.61	0.52 0.48 0.59	0.42 0.42 0.56	
Mar	0.56 0.44 0.48	0.45 0.34 0.47	0.54 0.48 0.59	0.52 0.48 0.58	0.44 0.42 0.56
	S3				
Nov	-0.27 0.04 -0.20				
Dic	0.17 -0.27 -0.07	-0.11 -0.08 -0.14			
Ene	0.10 0.23 0.20	0.16 0.02 0.10	-0.03 0.02 -0.01		
Feb	0.19 0.19 0.27	0.08 0.17 0.19	0.08 0.08 0.10	-0.02 0.07 0.04	
Mar	<b>0.30 0.58 0.52</b>	0.12 0.24 0.28	0.10 0.22 0.23	0.12 0.14 0.16	0.03 0.13 0.10
	S4				
Nov	0.50 0.11 0.40				
Dic	0.24 0.61 0.49	0.36 0.28 0.38			
Ene	0.21 0.57 0.49	0.27 0.58 0.51	0.34 0.37 0.42		
Feb	0.41 0.40 0.47	0.36 0.44 0.47	0.34 0.48 0.47	0.36 0.37 0.44	
Mar	<b>0.55 0.66 0.65</b>	0.45 0.42 0.51	0.39 0.46 0.50	0.38 0.49 0.50	0.39 0.39 0.46
	S5				
Nov	-0.33 0.04 -0.12				
Dic	<b>0.60</b> 0.55 <b>0.61</b>	0.00 0.22 0.12			
Ene	-0.16 <b>0.59</b> 0.56	0.24 0.54 0.56	-0.02 0.36 0.26		
Feb	0.47 0.47 0.47	0.32 0.49 0.47	0.37 0.49 0.49	0.21 0.40 0.34	
Mar	-0.17 0.71 0.60	0.46 0.47 0.48	0.33 0.50 0.48	0.37 0.50 0.50	0.22 0.40 0.36

Tabla B.5: Correlación entre el índice WeMO y los diferentes tipos de precipitación convectiva, estratiforme y total, en cada sector de la Península Ibérica.

	<i>P<sub>c</sub></i>	<i>P<sub>s</sub></i>	<i>P<sub>t</sub></i>	<i>P<sub>c</sub></i>	<i>P<sub>s</sub></i>	<i>P<sub>t</sub></i>	<i>P<sub>c</sub></i>	<i>P<sub>s</sub></i>	<i>P<sub>t</sub></i>	<i>P<sub>c</sub></i>	<i>P<sub>s</sub></i>	<i>P<sub>t</sub></i>	<i>P<sub>c</sub></i>	<i>P<sub>s</sub></i>	<i>P<sub>t</sub></i>
Final	3 meses			4 meses			5 meses			6 meses			7 meses		
	S1														
Nov	0.07	0.47	0.39												
Dic	0.17	0.44	0.39	0.13	0.44	0.37									
Ene	0.25	<b>0.68</b>	<b>0.66</b>	-0.19	0.20	0.50	0.14	0.49	0.44						
Feb	0.24	0.20	0.26	0.23	0.41	0.42	0.16	0.41	0.38	0.13	0.41	0.37			
Mar	<b>0.44</b>	0.44	0.49	0.33	0.29	0.35	0.29	0.43	0.44	0.20	0.42	0.39	0.16	0.41	0.37
	S2														
Nov	-0.09	-0.10	-0.13												
Dic	-0.60	-0.08	-0.19	-0.15	-0.06	-0.15									
Ene	0.34	<b>0.63</b>	<b>0.59</b>	-0.12	0.33	0.20	-0.13	0.13	0.04						
Feb	-0.32	-0.16	-0.27	-0.17	0.12	0.03	-0.21	0.04	-0.04	-0.20	0.02	-0.09			
Mar	<b>0.66</b>	0.41	0.48	-0.18	-0.09	-0.16	-0.09	0.14	0.09	-0.14	0.08	0.02	-0.16	0.04	-0.05
	S3														
Nov	<b>-0.45</b>	-0.40	<b>-0.63</b>												
Dic	-0.08	-0.27	-0.24	-0.34	-0.35	-0.50									
Ene	-0.40	<b>-0.53</b>	-0.54	0.26	-0.04	-0.27	-0.30	-0.36	-0.45						
Feb	0.36	-0.51	-0.43	-0.07	-0.54	-0.50	-0.10	-0.45	-0.39	-0.27	-0.43	-0.46			
Mar	-0.45	-0.13	-0.31	0.04	-0.44	-0.40	-0.15	-0.47	-0.46	-0.15	-0.42	-0.38	-0.29	-0.41	-0.45
	S4														
Nov	-0.07	-0.27	-0.24												
Dic	-0.23	0.06	-0.08	-0.12	-0.10	-0.13									
Ene	0.19	0.25	0.25	-0.04	0.01	0.08	-0.05	0.00	-0.03						
Feb	-0.22	<b>-0.29</b>	<b>-0.27</b>	-0.13	-0.05	-0.11	-0.14	-0.01	-0.09	-0.11	-0.07	-0.11			
Mar	<b>-0.29</b>	-0.21	-0.26	-0.19	-0.28	-0.26	-0.13	-0.10	-0.14	-0.13	-0.05	-0.11	-0.11	-0.10	-0.12
	S5														
Nov	<b>-0.50</b>	-0.32	-0.43												
Dic	0.02	-0.17	-0.07	-0.34	-0.21	-0.29									
Ene	-0.10	<b>0.47</b>	<b>0.45</b>	-0.04	-0.41	0.09	-0.28	-0.04	-0.17						
Feb	-0.19	-0.05	-0.24	-0.16	0.09	-0.12	-0.09	0.02	-0.10	-0.23	-0.04	-0.19			
Mar	-0.25	-0.12	-0.18	-0.14	-0.07	-0.20	-0.14	0.06	-0.11	-0.07	0.01	-0.09	-0.21	-0.05	-0.19

## C

---

### **Episodios convectivos para otoño 2010, en cada estación.**

Tabla con los episodios convectivos registrados por estación. Los episodios que aparecen en cada estación son seguidos en tiempo y espacio. Teniendo en cuenta la duración de cada episodio superficial localizado en una estación, se puede saber si están solapados en el tiempo con estaciones cercanas. Todos los que son consecutivos y próximos geográficamente, son considerados procedentes del mismo fenómeno atmosférico, pues éste además de su movimiento geográfico, puede cubrir varias estaciones según su extensión.

Tabla C.1: Episodios convectivos. Otoño 2010. Sector 1.

Estación	Tiempo Inicial			
	mes	día	hora	duración(h)
Coruña	9	6	10:00	3
Orense	9	16	19:00	5
Vigo	10	3	01:00	27
Santiago	10	3	02:00	33
Pontevedra	10	3	02:00	20
Orense	10	3	03:00	16
Rozas(Lugo)	10	3	05:00	31
Ranón	10	3	23:00	11
Parayas(Cant)	10	4	03:00	9
Oviedo	10	4	03:00	14
S.Sebastián	10	4	06:00	8
Coruña	10	5	21:00	12
Vigo	10	5	22:00	23
Santiago	10	5	23:00	21
Pontevedra	10	5	23:00	18
Vigo	10	8	12:00	24
Santiago	10	8	15:00	12
Pontevedra	10	8	15:00	23
Coruña	10	8	18:00	10
Santiago	10	9	04:00	10
Orense	10	9	07:00	8
S.Sebastián	10	10	20:00	27
Parayas(Cant)	10	11	01:00	16
Santander	10	11	01:00	12
Santiago	10	29	10:00	10
Pontevedra	10	29	10:00	14
Vigo	10	29	10:00	11
Orense	10	29	10:00	12
Rozas(Lugo)	10	29	13:00	8
Pontevedra	10	30	17:00	7
Pontevedra	10	31	02:00	23
Oviedo	10	31	18:00	29
S.Sebastián	10	31	24:00	8
Parayas(Cant)	11	8	16:00	18
Santander	11	9	17:00	7
Coruña	11	13	19:00	12
Santiago	11	13	21:00	30
Pontevedra	11	13	22:00	8
Vigo	11	13	22:00	42
Rozas(Lugo)	11	13	23:00	13
Orense	11	13	24:00	10
Santiago	11	19	12:00	18
Vigo	11	19	22:00	10
Ranón	11	20	15:00	12
Oviedo	11	20	21:00	26
S.Sebastián	11	21	09:00	7
S.Sebastián	11	22	10:00	5
Santander	11	27	10:00	11

Tabla C.2: Episodios convectivos. Otoño 2010. Sector 2

Estación	Tiempo Inicial			
	mes	día	hora	duración(h)
Segovia(obs)	9	1	07:00	6
Guadalajara	9	1	13:00	5
Colmenar Viejo	9	1	16:00	4
Guadalajara(El Serr)	9	1	18:00	4
Ciudad Real	9	1	24:00	7
Huesca	9	2	05:00	7
Guadalajara	9	2	16:00	1
Cuenca	9	2	17:00	4
León(V.delC.)	9	16	16:00	4
Burgos	9	16	21:00	3
Valladolid(Villanubla)	9	16	22:00	13
Getafe (BA)	9	16	24:00	4
Zamora	9	17	01:00	8
Salamanca	9	17	01:00	9
Guadalajara	9	17	15:00	6
Segovia(obs)	9	17	17:00	2
Ciudad Real	9	20	10:00	2
Ciudad Real	9	20	19:00	10
Colmenar Viejo	10	9	07:00	15
Madrid Retiro	10	9	09:00	13
Getafe (BA)	10	9	09:00	9
Guadalajara(El Serr)	10	9	10:00	8
Toledo	10	9	11:00	12
Ciudad Real	10	9	11:00	8
Guadalajara	10	9	17:00	4
Teruel	10	9	17:00	6
Zaragoza	10	9	18:00	6
Huesca	10	9	19:00	7
Cuenca	10	9	21:00	9
Valladolid(Villanubla)	10	29	17:00	7
Guadalajara(El Serr)	11	14	19:00	7
Soria	11	20	06:00	5
Burgos	11	20	06:00	6

Tabla C.3: Episodios convectivos. Otoño 2010. Sector 3

Estación	Tiempo Inicial			
	mes	día	hora	duración(h)
El Prat	9	17	07:00	3
El Prat	9	17	19:00	5
Girona	9	17	21:00	4
Valencia	9	18	01:00	3
Valencia(Aer.)	9	18	02:00	4
Alicante(El Altet)	9	20	01:00	2
PalmaCM	9	24	04:00	12
Palma	9	24	05:00	14
Mahón(Menorca)	9	24	06:00	17
Valencia	10	9	20:00	2
Castellón	10	9	20:00	6
Valencia(Aer.)	10	9	22:00	4
Lleida	10	9	24:00	7
El Prat	10	10	03:00	11
Mahón(Menorca)	10	12	04:00	24
Palma	10	12	08:00	11
PalmaCM	10	12	09:00	6
Valencia	10	12	15:00	10
Valencia(Aer.)	10	12	16:00	16
Castellón	10	12	16:00	22
PalmaCM	10	31	07:00	5
Mahón(Menorca)	10	31	10:00	12
Mahón(Menorca)	11	27	17:00	19

Tabla C.4: Episodios convectivos. Otoño 2010. Sector 4

Estación	Tiempo Inicial			
	mes	día	hora	duración(h)
Cáceres	9	16	20:00	4
Cádiz	9	17	02:00	4
Córdoba	9	17	16:00	3
Badajoz	10	9	01:00	11
Jerez	10	9	07:00	10
Sevilla	10	9	08:00	9
Córdoba	10	9	09:00	8
Morón	10	9	09:00	7
Cáceres	10	30	15:00	11
Badajoz	10	30	17:00	6
Córdoba	10	30	23:00	18
Sevilla	11	20	14:00	9
Sevilla	11	27	12:00	20
Morón	11	27	13:00	16
Jerez	11	27	13:00	21
Córdoba	11	27	15:00	28

Tabla C.5: Episodios convectivos. Otoño 2010. Sector 5

Estación	Tiempo Inicial			
	mes	día	hora	duración(h)
Murcia	9	20	15:00	9
Jaén	9	20	21:00	2
Jaén	10	9	16:00	5
Jaén	10	31	02:00	21
Jaén	11	9	14:00	5
Jaén	11	27	17:00	15



